Pr 2600 c 3
2e ex

ISBN 2-85653-118-0

MÉMOIRES
DU
MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

NOUVELLE SÉRIE

Série C, Géologie
TOME XLVII

Jean-Paul LOREAU

SÉDIMENTS ARAGONITIQUES ET LEUR GENÈSE

---

publié avec le concours
de la Compagnie Française des Pétroles et de la Société Nationale Elf-Aquitaine (Production)

PARIS
ÉDITIONS DU MUSÉUM
38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (Vᵉ)
—
1982

Source MNHN, Paris

ÉDITIONS DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

En vente à la Bibliothèque centrale du Muséum,

38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire, 75005 Paris

C.C.P. : Paris 9062-62 Y

Annuaire du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1939).

Archives du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1802. In-4°, sans périodicité).

Bulletin du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1895. Depuis 1979, divisé en 3 sections : A (Zoologie, Biologie et Écologie animales), B (Botanique, Biologie et Écologie végétales, Phytochimie), C (Sciences de la Terre, Paléontologie, Géologie, Minéralogie). 4 livraisons par an.

Les grands Naturalistes français (depuis 1952. Sans périodicité).

Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1935. Depuis 1950, nouvelle série en 3 (puis 4) parties : A (Zoologie) ; B (Botanique) ; C (Sciences de la Terre) ; D (Sciences physico-chimiques).

Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient (depuis 1933. In-4°, sans périodicité).

Publications du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1933. Sans périodicité).

Source : MNHN, Paris

Pr 2605

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

ISBN 2-85653-118-0

MÉMOIRES
DU
MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

NOUVELLE SÉRIE

Série C, Géologie
TOME XLVII

Jean-Paul LOREAU

SÉDIMENTS ARAGONITIQUES ET LEUR GENÈSE

publié avec le concours
de la Compagnie Française des Pétroles et de la Société Nationale Elf-Aquitaine (Production)

PARIS
ÉDITIONS DU MUSÉUM
38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (Ve)
—
1982

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

SÉDIMENTS ARAGONITIQUES ET LEUR GENÈSE

SOMMAIRE

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS

INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE : Inventaire et description comparée des milieux sédimentaires, de leurs dépôts et des particules élémentaires constituant ces dépôts.

Chapitre I : Boues, sédiments fins et dépôts aragonitiques en relation ou non avec de la matière organique.

Chapitre II : Les oolithes.

Chapitre III : Encroûtements et grains cortiqués dans les zones de marées haute et exceptionnelle.

Chapitre IV : Algues aragonitiques : nanostructure de leur calcification et rapports avec la sédimentation.

DEUXIEME PARTIE : Nature des dépôts, principalement à l'échelle de leurs particules élémentaires : résultats des analyses minéralogiques, chimiques et cristallographiques.

Chapitre V : Analyses minéralogique et chimique des sédiments et dépôts étudiés.

Chapitre VI : Étude cristallochimique de l'aragonite sédimentaire par diffraction électronique.

TROISIEME PARTIE : Relation entre les observations et analyses à diverses échelles et essai de synthèse sur la genèse et la géologie des sédiments aragonitiques.

Chapitre VII : Un exemple de relation entre observations à diverses échelles appliquée à l'interprétation de la biréfringence anormalement faible des oolithes.

Chapitre VIII : Genèse des dépôts aragonitiques et esquisse de l'histoire naturelle de la sédimentation aragonitique.

I : Genèse des particules élémentaires des sédiments.

II : Genèse de quelques sédiments ou dépôts : pourquoi des boues, des pellets, des oolithes, des agrégats, des croûtes ou des ciments?

III : Évolution (non diagénétique) de la minéralogie initiale des calcaires équivalents anciens.

CONCLUSION GÉNÉRALE

RÉFÉRENCES CITÉES

LEXIQUE ET INDEX DES DÉFINITIONS DONNÉES DANS LE TEXTE

ANNEXE : Programme CALUDEX pour indexer les diagrammes de diffraction électronique.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS 17

INTRODUCTION GÉNÉRALE 21

I · Objet de cette étude 21
II · Place de la sédimentation aragonitique actuelle tant géographique que dans le cycle du calcaire ... 21
III · Intérêt de l'étude de la sédimentation aragonitique actuelle 25
IV · Problèmes à résoudre et buts de ce travail 27

PREMIERE PARTIE : INVENTAIRE ET DESCRIPTION COMPARÉE DES MILIEUX SÉDIMENTAIRES, DE LEURS DÉPOTS ET DES PARTICULES ÉLÉMENTAIRES CONSTITUANT CES DÉPOTS 31

CHAPITRE I — BOUES, SÉDIMENTS FINS ET DÉPOTS ARAGONITIQUES EN RELATION OU NON AVEC DE LA MATIERE ORGANIQUE 33

Introduction 33
I. - Boues et sédiments fins associés 34
A. Boues et pellets dans des lagunes du Golfe Persique 34
a) Description du milieu et répartition des boues et pellets par rapport aux autres faciès dans un complexe «barrière d'îles-lagunes» 34
b) Microfaciès des boues, vases et sédiments fins à pellets 35
c) Nanostructure des boues et des pellets; comparaison avec des dépôts dans des microperforations de pellets et de cortex oolithiques 38
1. Nanostructure : définition, méthode d'étude 38
2. Nanostructure des boues et des pellets 39
3. Comparaison avec des dépôts dans des microperforations de pellets et d'oolithes 40
d) Passage continu et rapide d'une boue à des pellets et des pellets à des oolithes superficielles ... 40
e) Sur la présence de coccolithes dans des lagunes du S. E. du Golfe Persique 41
B. Comparaison avec les sédiments identiques d'autres provinces carbonatées 41
a) Boues d'une lagune de la côte Ouest d'Andros (Bahamas) 41
b) Pellets des sédiments des plates-formes bahamiennes 41
c) Boues de la Baie de Floride 42
C. Comparaison avec les débris d'organismes aragonitiques 42
D. Comparaison avec des boues et sédiments fins du Golfe Persique en mer ouverte ou plus profonde 44
a) Nature des sédiments hors des lagunes et objet de la comparaison 44
b) Évaluation de la fraction boueuse des sédiments de mer ouverte du Golfe Persique et nanostructure comparée à celle des boues de lagune 46
c) Un cas particulier de pellets : moulages internes d'ostracodes 48

Source : MNHN, Paris

II. - Dépôts aragonitiques en relation de support à supporté avec de la matière organique non matricielle ou en présence évidente de matière organique ... 49
A. Laminites algo-sédimentaires du Golfe Persique ... 49
a) Définition et localisation ... 49
b) Nanostructure des lamines : distinction entre phase organitique piégée et phase aragonitique formée *in situ* ... 49
B. Dépôts sur substrat algaire dans des milieux lagunaires des Touamotous ... 50
C. Calcification de coprolithes dans des milieux lagunaires des Touamotous ... 51
D. Dépôt *in vitro* au sein d'un feutrage d'algues bleues ... 51
Conclusion ... 51

CHAPITRE II – LES OOLITHES ... 53

Introduction ... 53
I. - Milieux et sédiments oolithiques du Golfe Persique ... 54
A. Oolithes côtières de milieux exposés, à agitation de l'eau statistiquement forte ... 55
a) Caractères des milieux et répartition des sédiments ... 55
1. Deltas de marée ainsi que plages et dunes éoliennes des îles barrières adjacentes ... 55
- Les caractéristiques et les mouvements des eaux sur un delta oolithique ... 57
- La morphostructure d'un delta ... 57
- La nature des sédiments et leur distribution dans le delta ... 58
- Les conditions de formation des oolithes dans ce milieu ... 58
- La dispersion des oolithes ... 60
2. Barres de marée dans des chenaux côtiers ... 60
- Le chenal entre Yas et le rivage continental à Jebel Dhanna ... 61
- Le détroit entre Bahrain et les rivages d'Arabie séoudite ... 61
3. Baies et plages de mer ouverte ... 62
b) Microstructure et nanostructure des oolithes de milieu exposé ... 62
1. Microstructure au microscope photonique ... 62
2. Nanostructure du cortex et de la surface des oolithes au microscope électronique à balayage ... 65
B. Oolithes côtières en milieu abrité, à agitation de l'eau statistiquement faible ou très faible ... 66
a) Oolithes de lagune de Khor Odaïd ... 67
1. Description de l'environnement ... 67
2. Structure et nanostructure de ces oolithes ... 68
3. Ces oolithes sont-elles en train de se former dans un environnement protégé? ... 68
b) Pellets à couche externe de structure oolithique (oolithes superficielles) dans une lagune à l'Est d'Abu Dhabi ... 69
c) Grains cortiqués et oolithes radiaires de milieux protégés à la limite des zones intertidale et supratidale ... 69
1. Présence d'oolithes et pisolithes radiaires sur une côte sous le vent, près d'Umm Saïd, Qatar ... 69
2. Des grains cortiqués dont oolithes et pisolithes ayant partiellement la structure radiaire dans le système lagunaire de Jebel Dhanna ... 69
3. Structure et nanostructure des oolithes et pisolithes «radiaires» ... 71
C. Oolithes du centre du Bassin ... 72
D. Oolithes dans le désert ... 73
a) Présence abondante d'oolithes dans les sables du désert ... 73
b) Modifications du cortex des oolithes du désert examinées en lames mince et au microscope électronique à balayage ... 73
E. Enseignements sur la signification des oolithes dans les formations anciennes d'après l'inventaire des milieux oolithiques dans le Golfe Persique ... 73
a) Signification habituellement donnée aux oolithes des formations anciennes ... 73

Source : MNHN, Paris

b) Bilan de la répartition observée à l'échelle d'un bassin 74
1. Variété des milieux oolithiques et importance des oolithes de lagune 74
2. Remise en question de la forte agitation de l'eau liée à la présence des oolithes et restriction de l'utilisation des seules oolithes dans la reconstitution de leurs paléomilieux 75
3. Possible explication de l'extension des dépôts anciens sans rapport avec la grandeur limitée des environnements de genèse 75
II. - Comparaison des oolithes du Golfe Persique avec celles de diverses provinces carbonatées 76
A. Ressemblance des oolithes classiques du Golfe Persique avec celles des Bahamas mais distribution différente 76
a) Nanostructure des oolithes des Bahamas 76
1. Morphologies et arrangements mutuels des particules élémentaires des cortex 76
2. La structure cryptocristalline : une convergence. Distinction entre structure résultant de la micritisation selon Bathurst et structure cryptocristalline primaire. Rappel de l'évidence du caractère primaire de la structure nanogrenue 78
b) Passage continu de la structure oolithique à celle de pellets et homologie des particules élémentaires qui les constituent 79
c) Distribution comparée des oolithes dans le Golfe Persique et sur les plates-formes des Bahamas . 80
1. Caractères similaires des milieux de formation des oolithes 80
2. Différences de distribution des sédiments carbonatés (y compris les oolithes) liées aux morphostructures diamétralement opposées 80
3. Comparaison des facteurs de la sédimentation calcaire 80
B. Comparaison des oolithes du Golfe Persique avec celles d'autres provinces à sédiments carbonatés : Côte Est-américaine, Australie, Mer Rouge, Lagune de Bimini, grand Lac Salé 81
a) Les oolithes de structure tangentielle : présence dans toutes les provinces à sédiments carbonatés (sauf grande Barrière) 81
b) Distribution des oolithes «radiaires» 81
III - Comparaison de la structure des oolithes actuelles et anciennes : remise en question de l'acquisition secondaire des structures radiaire et micritique des oolithes anciennes 82
A. Faiblesse des arguments de L. Cayeux concernant l'acquisition secondaire de la structure radiaire et de la structure cryptocristalline des oolithes 82
B. Rappel des structures et nanostructures des oolithes anciennes comparées aux actuelles 83
a) La structure radiaire et les nanostructures correspondantes 83
b) La structure micritique et les nanostructures correspondantes 86
c) La structure sparitique 86
C. Bilan de ce qui est secondaire et de ce qui peut être initial comme structure des oolithes anciennes 87
a) Existence de structures clairement secondaires 87
b) Nanostructures particulières posant le problème de leur caractère primaire ou secondaire 87
c) Arguments en faveur de l'hypothèse de structures initiales radiaire et micritique dans les oolithes anciennes 87
1. La transformation aragonite-calcite conduit à la structure sparitique 87
2. Coexistence contradictoire dans de mêmes oolithes de la structure radiaire fine et régulière (supposée secondaire) et de la mosaïque grossière de calcite issue de la transformation (certaine) de l'aragonite 88
3. Ressemblance des structures micritiques dans les oolithes actuelles et anciennes 88
D. Conséquences de la mise en évidence de structures primaires radiaire et micritique dans les oolithes anciennes relatives à certains problèmes de genèse et diagenèse des calcaires 89
a) Retour à l'hypothèse de Sorby sur la nature initiale calcitique des oolithes anciennes et probablement d'autres calcaires anciens analogues aux sédiments actuels peu profonds 89
b) Nécessité de rechercher dans les calcaires anciens l'apparition de l'aragonite sédimentaire (à l'exclusion des tests d'organismes) 89

Source : MNHN, Paris

IV. - Comparaison de la structure des oolithes marines actuelles avec celles d'autres dépôts aragonitiques 90
A. Comparaison de la structure du cortex des oolithes avec celle de ciments (d'agrégats et de grès de plage) 90
a) Comparaison des ciments d'agrégats (grapestones) avec les structures «en aiguilles» et à nanograins 90
b) Comparaison de la structure des oolithes radiaires avec celle de ciments 91
1. Avec celle de ciments de grès de plage 91
2. Avec celle d'un ciment aragonitique produit sous l'eau *in vitro* 92
B. Comparaison de la structure des oolithes marines avec celle des concrétions diverses de cavernes, de sources chaudes, de sols et d'expériences 92
a) Oolithes radiaires du Golfe Persique et perles des cavernes ou de sources thermales 92
b) Comparaison des oolithes radiaires du Golfe Persique avec des concrétions de sols quant à leurs structures et leurs conditions de genèse 93
c) Comparaison entre les oolithes et certains produits expérimentaux 94
Conclusion 94

CHAPITRE III – ENCROÛTEMENTS ET GRAINS CORTIQUÉS DANS LES ZONES DE MARÉES HAUTE ET EXCEPTIONNELLE 97

Introduction 97
I. - Environnement, structure et nanostructure de la «pélagosite» dans la lagune de Khor Odaïd (Golfe Persique) 98
A. Caractères généraux de la lagune de Khor Odaïd et localisation des encroûtements 98
B. Les éléments individualisés et cortiqués de Khor Odaïd 99
C. Les revêtements «à plat» de pélagosite : morphologie des dépôts et conditions de milieu 100
D. Structure et nanostructure de la croûte de type pélagosite 101
II. - Caractères des encroûtements à surface irrégulière dans deux environnements de la Trucial Coast .. 102
A. Encroûtements irréguliers de certaines falaises de Khor Odaïd 102
a) Morphologies externes et leurs variations 102
b) Structure au microscope photonique et en microscopie électronique à balayage 103
B. Encroûtements dans un système lagunaire près de Jebel Dhanna 104
a) Variation et répartition des encroûtements dans ce système lagunaire 104
b) Les grains cortiqués de Jebel Dhanna 104
c) Les croûtes aragonitiques irrégulières de Jebel Dhanna 107
III. - Croûtes stalactitiques d'aragonite sous les grès de plage de Jebel Dhanna, Trucial Coast 109
A. Encroûtement irrégulier mais lisse à microstalactites cristallines 109
B. Encroûtement irrégulier et rugueux à microstalactites sédimentaires 110
IV. - Localisation diverse de ces types d'encroûtements aragonitiques marins 110
A. Autres sites du Golfe Persique 110
a) Umm Saïd, Sud-Est de Qatar 110
b) Ile de Yas, Ouest d'Abu Dhabi 111
c) Côte de la Sabkha Matti, Ouest d'Abu Dhabi 111
d) Ile de Gharab, Est d'Abu Dhabi 111
B. Fait commun dans les environnements littoraux tropicaux et subtropicaux 111
C. Présence de pélagosite sur les côtes méditerranéennes 112
V. - Comparaison de ces encroûtements avec les cortex oolithiques, les stromatolithes (sens large), les travertins non marins et les caliches 114
A. Ressemblances et différences de structure et d'aspect de surface entre la pélagosite et le cortex d'oolithes «tangentielles» 114
a) A l'échelle du terrain et de la lame mince 114
b) Différences apparaissant en général à l'échelle de la nanostructure 114

Source : MNHN, Paris

c) Cas particulier d'une ressemblance se poursuivant jusqu'à l'échelle de la nanostructure 114
B. Comparaison entre certains encroûtements et les stromatolithes (et oncolithes) 115
a) Ressemblance avec les stromatolithes 115
b) Dépôt directement induré et colonisé secondairement par une microflore ou construction algaire lithifiée? 115
c) Proposition d'un terme pour nommer de tels encroûtements : coniatolithes 115
d) Différences entre coniatolithes et stromatolithes 116
C. Comparaison entre certains encroûtements et des travertins non marins 116
D. Comparaison entre les divers grains cortiqués et les oolithes 116
a) Variation progressive des caractères des grains cortiqués observés sur la Trucial Coast 116
b) Oolithes, pseudoolithes (ou fausses oolithes), grains cortiqués, oncolithes : utilité et limite de la nomenclature 117
1. Brefs rappels de nomenclature et proposition pour nommer les grains cortiqués découverts dans le Golfe Persique (Onconiatolithes) 117
2. Clé de détermination des différents grains cortiqués calcaires (surtout marins et lacustres) .. 118
3. Définition des divers grains cortiqués. Occurrence et figuration (non exhaustives) 119
4. Contradiction de la nomenclature; utilité et limite 122
E. Comparaison des coniatolithes et onconiatolithes avec des concrétions de sols (caliches, calcrètes) . 123
Conclusion 123

CHAPITRE IV — ALGUES ARAGONITIQUES : NANOSTRUCTURE DE LEUR CALCIFICATION ET RAPPORTS AVEC LA SÉDIMENTATION 127

Introduction 127
I. - Matériel et méthode 129
A. Algues étudiées, provenance, position systématique 129
B. Méthode d'étude 129
II. - Organisation générale des Algues aragonitiques, localisation anatomique (éventuellement cytologique) et nanostructure de la calcification 130
A. Le genre *Liagora* 130
a) Organisation-type du genre *Liagora* 130
b) Localisation de la calcification 131
c) Nanostructure du test aragonitique 131
B. Le genre *Penicillus* 131
a) Organisation-type du genre *Penicillus* 131
b) Localisation de la calcification interne ou externe selon les régions de l'algue 132
c) Nanostructures de la calcification : les aiguilles sont loin d'être les seules présentes 132
d) Différences entre la calcification du stipe et celle des filaments du capitule 134
1. Les formes de précipitation dans le stipe et leurs rapports entre elles 134
2. Mise en évidence d'autres caractères dans le cortex des filaments du capitule observés au M.E.B. 136
3. Précipitation extrasyncytiale ou intrasyncytiale? 136
C. Le genre *Pedobesia* (ex *Derbesia*) 137
a) Description du squelette de *Pedobesia* et évolution morphologique en cours de croissance 137
b) Localisation de la calcification au microscope électronique à transmission 139
c) Nanostructure du test aragonitique de *Pedobesia* 139
III. - Comparaison des nanostructures d'algues et de sédiments aragonitiques 139
A. Recherche des critères de la comparaison 139
a) Inventaire des caractères relevés pour l'ensemble des différentes nanostructures 139
b) Choix des caractères significatifs 141
c) Tableau des caractères présents pour chaque dépôt aragonitique 141

Source : MNHN, Paris

B. Résultats principaux de la comparaison des nanostructures 143
a) Comparaison des nanostructures de la calcification de divers *Liagora* et de celles d'autres Rhodophycées aragonitiques 143
1. Rares distinctions spécifiques et généralisation des «aiguilles» ou baguettes d'aragonite 143
2. Variations chez la même espèce et effets du milieu 144
b) Comparaison entre les nanostructures des squelettes de *Liagora* et celles de divers sédiments aragonitiques 144
c) Comparaison des nanostructures des tests de diverses Chlorophycées 144
d) Comparaison entre les calcifications des Codiacées et divers sédiments aragonitiques 145
1. Différence entre la nanostructure des tests de *Penicillus* et celles des boues «à aiguilles». Limite de la contribution sédimentaire des algues Codiacées 145
2. Étroite ressemblance des nanostructures de tests algaires et de divers sédiments aragonitiques 146
Conclusion 146

DEUXIEME PARTIE : NATURE DES DÉPOTS : RÉSULTATS DES ANALYSES MINÉRALOGIQUES, CHIMIQUES ET CRISTALLOGRAPHIQUES 149

CHAPITRE V — ANALYSES MINÉRALOGIQUE ET CHIMIQUE DES SÉDIMENTS, ALGUES ET DÉPOTS ÉTUDIÉS 151

Introduction 151
I. - Méthode et techniques - Précision des mesures 152
A. Échantillonnage, protocole général et rapport entre l'analyse minéralogique et l'analyse chimique . 152
B. Dosage de l'aragonite, des calcites et du magnésium dans les calcites par diffraction des rayons X . 155
a) Conditions 155
b) Dosage aragonite - calcites par le rapport des surfaces de pics 111 de l'aragonite et 10.4 des calcites 156
1. Établissement de la courbe standard 156
2. Précision des mesures 156
c) Proportion de la calcite magnésienne par rapport au total des calcites 156
d) Mesure de la teneur en magnésium de la calcite magnésienne 156
C. Dosage des carbonates et de leurs cations principaux Ca^{++}, Mg^{++}, Sr^{++} 158
a) Techniques 158
1. Dosage des carbonates par attaque par HCl 1 N à froid et mesure du CO_2 dégagé 158
2. Dosage de Ca^{++}, Mg^{++}, Sr^{++} par spectrophotométrie d'absorption atomique 158
b) Expression des résultats 158
1. Conventions employées 159
2. Expression des résultats de dosage 159
3. Autre expression équivalente des teneurs : le coefficient de partage apparent 159
c) Calcul des teneurs en Mg^{++} et en Sr^{++} 160
1. Calcul des teneurs en Mg^{++} dans un carbonate $Mg_x\ Ca_{1-x}\ CO_3$ 160
2. Calcul des teneurs en Sr^{++} dans un carbonate $Sr_y\ Ca_{1-y}\ CO_3$ 161
3. Calcul des teneurs en Sr^{++} et en Mg^{++} de l'aragonite sédimentaire des échantillons étudiés ... 163
D. Traitement statistique des données de Sr^{2+} et de Mg^{2+} 163
E. Fiabilité et limite de la méthode. Erreur maximale et paramètres statistiques relatifs aux teneurs en Sr^{++} et en Mg^{++} de l'aragonite 163
II. - Résultats 165
A. Première détermination pour certains sédiments ou algues nouvellement découverts 165
B. Composition de phases minérales calcaires isolées 166
a) Composition des calcites (bioclastiques) 166
1. Composition globale de tests, débris bioclastiques et algues rouges 166

Source : MNHN, Paris

2. Composition de la calcite non magnésienne ou faiblement magnésienne 167
3. Composition de la calcite magnésienne 167
4. Contribution en Ca^{++}, Mg^{++}, Sr^{++} des calcites dans la solution de dosage, les teneurs étant rapportées aux carbonates 168
b) Composition de l'aragonite précipitée par des organismes 168
1. L'aragonite de quelques tests 169
2. Analyses des algues aragonitiques et composition de l'aragonite algaire 170
C. Composition globale des sédiments et de leurs carbonates solubles (à HCl 1 N à froid) 172
a) Paragenèse et composition chimique des boues et pellets 172
1. Boues et pellets des lagunes du S.E. du Golfe Persique et des lagunes sur les hauts fonds de l'«Homocline» 172
2. Boues et pellets des Bahamas (grand Banc, lagunes d'Andros) et de Baie de Floride 174
3. Boues et fraction boueuse des sédiments de l'«Homocline» et du Centre du Golfe Persique . 175
b) Dépôts en relation avec de la matière organique 178
c) Relation entre paragenèses, microfaciès et composition des oolithes 179
1. Oolithes d'un delta de marée du S.E. du Golfe Persique 179
2. Oolithes de baie ouverte : zone littorale de Sila, Sud du Golfe Persique 179
3. Oolithes de divers milieux du Golfe Persique : lagunes, milieux protégés, désert 182
4. Oolithes et agrégats (= grapestones) des Bahamas 183
d) Paragenèse et composition chimique de la pélagosite et d'encroûtements divers - coniatolithes- . 183
D. Composition de l'aragonite sédimentaire 185
a) Aragonite des boues, pellets et sédiments associés 185
1. Aragonite sédimentaire des lagunes du Golfe Persique 185
2. Aragonite des boues et pellets des Bahamas et de la Baie de Floride 185
3. Aragonite des boues et de la fraction boueuse des sédiments de l'«Homocline» et du Centre du Golfe Persique 185
b) Aragonite des oolithes 186
c) Aragonite des encroûtements du S.E. du Golfe Persique 187
III. - Discussion 189
A. Sur les différences de teneurs en carbonates, en aragonite, en Sr^{++} et en Mg^{++} des sédiments 189
a) Comparaison des teneurs en carbonates, en aragonite des divers sédiments 189
b) Différences avec les équivalents certains des séries anciennes 189
c) Les teneurs en Sr^{++} et en Mg^{++} des sédiments ont-elles une signification? 190
B. Sur la teneur en Sr^{++} et en Mg^{++} de l'aragonite 190
a) Comparaison entre les teneurs de l'aragonite sédimentaire et celle des organismes 190
1. Comparaison des teneurs en Sr^{++} 190
2. Comparaison des teneurs en Mg^{++} 194
3. Comparaison des taux de substitution du Sr^{++} et du Mg^{++} au Ca^{++} dans l'aragonite 196
4. Un exemple de formule d'aragonite sédimentaire: celle des boues de lagunes et de milieux contigus aux oolithes dans le Golfe Persique 196
b) Y-a-t-il partage chimique du Sr^{++} dans l'aragonite, différent de celui attendu en théorie? 197
1. Les valeurs de référence théoriquement en équilibre avec l'eau de mer 197
2. Effet ou non d'un partage biochimique du Sr^{++} dans l'aragonite biogène (Mollusque, Coraux, Algues) 198
3. Les teneurs en strontium de l'aragonite sédimentaire de précipitation directe reflètent-elles un partage chimique différent de celui attendu? 198
C. La teneur en Sr^{++} de l'aragonite : un outil, ses limites 199
Conclusion 200

CHAPITRE VI — ÉTUDE CRISTALLOCHIMIQUE DE L'ARAGONITE SÉDIMENTAIRE PAR DIFFRACTION ÉLECTRONIQUE 203

Source : MNHN, Paris

Introduction ... 203
I. - Méthode et techniques ... 204
A. Préparation des échantillons et correspondance entre les observations au M.E.T. et celles au M.E.B. ... 204
B. Dépouillement et orientation des diagrammes de diffraction électronique ... 204
a) Pourquoi indexer? ... 204
b) Principe de l'indexation ... 205
C. Programme de calcul ... 207
a) Équations et calculs; ordre des opérations ... 207
b) Présentation des tableaux des données et des résultats de calculs ... 208
D. Précision de la méthode ... 208
a) Paramètres utilisés ... 208
b) Erreurs ... 208
c) Test en cas d'hypothèses multiples ... 209
II. - Résultats ... 209
A. Les observations en microscopie électronique à transmission ... 209
B. Analyse détaillée de clichés de diffraction électronique ... 210
a) Diffraction électronique sur des particules sédimentaires des boues et des pellets ... 210
b) Diffraction électronique sur des cristaux aragonitiques du ciment dans un grès calcaire expérimental ... 227
c) Diffraction électronique sur des particules aragonitiques constituant des tests algaires ... 229
d) Diffraction électronique sur des particules aragonitiques (nanograins et «aiguilles») constituant les cortex des oolithes ... 235
e) Diffraction électronique sur dépôt *in vitro* en relation avec des Cyanophycées ... 237
C. Caractères cristallographiques principaux des «aiguilles» et des nanograins des dépôts aragonitiques ... 237
a) Une grande part des «aiguilles» d'aragonite sédimentaire sont monocristallines : mise en évidence directe de leur allongement selon l'axe c ... 237
b) Existence particulière de la face (110) ... 237
c) Présence fréquente de nanomâcles et de cristaux accolés ayant même direction d'axe optique ... 238
d) Mise en évidence du caractère polycristallin des nanograins ... 240
D. Analyse de phases minéralogiques banales non décelées en diffraction des rayons X à cause de leur faible proportion ... 240
a) Halite ... 240
b) Calcite ... 240
E. Mise en évidence de taches supplémentaires dans des réseaux indexés selon l'hypothèse aragonite ... 240
a) Cas de taches allumées par réflexion multiple ... 240
b) Taches supplémentaires dues à des nanomâcles ou à l'accolement de deux cristaux en position de syntaxie ... 241
c) Taches supplémentaires indépendantes de la réflexion multiple et de l'existence de nanomâcles ... 241
III. - Discussion ... 242
A. Surstructures dues à une substitution ordonnée, celle du strontium étant la plus probable ... 242
B. Composition et structure des variétés strontiques d'aragonite ... 243
a) Aragonite strontique de maille multiple de celle de l'aragonite : $2a_o\ b_o\ c_o$ ($Z = 8$, $^{m}Sr/^{m}Ca = 1$, 1/3, 1/7) ... 243
b) Maille $a_o\ b_o\ 2c_o$ et $2a_o\ 2b_o\ 2c_o$ ... 243
c) Aragonite strontique de maille $a_o\ b_o\ c_o$ ($Z = 4$, $^{m}Sr/^{m}Ca = 1$ ou 1/3) ... 243
C. Rapport entre les teneurs en strontium des variétés strontiques nouvellement établies et les teneurs globales de l'aragonite sédimentaire ... 246
a) Les variétés strontiques d'aragonite sont limitées à des nanodomaines intracristallins ... 246
b) Les variations du coefficient de partage K^{A}_{Sr} pour l'aragonite à la température voisine de 30° ... 247
Conclusion ... 248

Source : MNHN, Paris

TROISIEME PARTIE : RELATION ENTRE LES OBSERVATIONS ET ANALYSES A DIVERSES ÉCHELLES ET ESSAI DE SYNTHESE SUR LA GENESE ET LA GÉOLOGIE DES SÉDIMENTS ARAGONITIQUES 249

CHAPITRE VII – UN EXEMPLE DE RELATION ENTRE OBSERVATIONS A DIVERSES ÉCHELLES APPLIQUÉE A L'INTERPRÉTATION DE LA BIRÉFRINGENCE ANORMALEMENT FAIBLE DES OOLITHES 251

Introduction 251
I. - Rappels des faits à considérer 251
II - Calcul de la biréfringence dans le modèle proposé 252
A. Calcul de l'épaisseur de vide traversée par les rayons lumineux dans une lame mince d'oolithe ... 252
B. Calcul de la biréfringence apparente maximum pour les nanocristaux dans le plan de la lame mince (axe optique perpendiculaire au rayon incident) 253
C. Retard calculé pour des nanocristaux dans un plan quelconque de la lame 254
Conclusion 258

CHAPITRE VIII – GENESE DES DÉPOTS ARAGONITIQUES ET ESQUISSE DE L'HISTOIRE NATURELLE DE LA SÉDIMENTATION ARAGONITIQUE 259

Introduction 259
I. - La genèse des particules élémentaires des sédiments 260
A. La place de la précipitation directe d'aragonite 260
B. Les «whitings» (phénomènes d'eaux laiteuses) sont-ils le siège de la précipitation directe? 261
C. Facteurs et processus invoqués de la précipitation directe 263
a) Dépasser l'alternative précipitation inorganique - précipitation biochimique 263
b) Le problème de la nucléation 263
1. Relation entre sursaturation et conditions de précipitation 263
2. Réactions et équilibres 264
3. pCO_2, pH, alcalinité : relations mutuelles et avec la précipitation 265
4. La place de la réduction des sulfates 266
5. Discussion des facteurs et des processus les plus probables de la nucléation dans le S.E. du Golfe Persique 266
c) Le problème de l'apparition de la variété polymorphique 268
d) Le problème de la croissance cristalline 269
1. «Aiguilles» ou nanograins 270
2. Tentative d'explication de la taille relativement constante des «aiguilles» et des nanograins . 270
3. Origine de l'aspect émoussé des «aiguilles» et des cristallites 270
4. Les cristaux plus grands des oolithes radiaires ou des ciments 271
5. La question de l'incorporation du magnésium 271
II. - Genèse de quelques sédiments ou dépôts : pourquoi des boues, des pellets, des oolithes, des agrégats, des croûtes ou des ciments? 273
A. Les divers assemblages de particules : bilan des nanostructures observées dans les dépôts 273
B. Des boues aux pellets et des pellets aux oolithes superficielles 275
a) En l'absence de support 275
b) L'accrétion en pellets 275
C. La genèse des oolithes marines 276
a) Relation entre structure, nanostructure et milieu des oolithes 276
b) Mécanisme le plus probable de la genèse des oolithes 276
1. Genèse *in situ* des particules aragonitiques constituant le cortex ou accrétion de particules formées ailleurs et amassées à la manière d'une boule de neige? 276
2. Comment s'acquiert la structure tangentielle? 277

Source : MNHN, Paris

3. Application de ce mécanisme de genèse des oolithes à l'échelle d'un delta de marée (Est d'Abu Dhabi) 277
4. Les oolithes dites «de basse énergie» 279
- la structure radiaire et son rapport avec les ciments 279
- la structure tangentielle 280
5. L'oolithisation : une alternance complexe et peu ordonnée de précipitation, tassement, usure, micritisation 280
D. Des oolithes aux agrégats 280
E. Des oolithes aux encroûtements. Essai d'interprétation de la genèse de la pélagosite et des onconia-tolithes 280
III. - Évolution (non diagénétique) de la minéralogie initiale des calcaires équivalents anciens 282
Conclusion 284

CONCLUSION GÉNÉRALE 287

I - Sédimentologie comparée des calcaires actuels en milieux peu profonds subtropicaux 287
II - Distinction entre l'aragonite biogène et l'aragonite de précipitation directe 289
III - Origine des divers sédiments aragonitiques de milieux peu profonds, hors des récifs. Restriction de la place généralement accordée aux Algues; part de la précipitation directe 290
IV - La genèse des oolithes et des dépôts associés (boues, pellets, grapestones, encroûtements, ciments) ... 290
V - Limite de l'Actualisme et aperçu d'une histoire géologique de la sédimentation aragonitique 293

RÉFÉRENCES CITÉES 295

LEXIQUE ET INDEX DES DÉFINITIONS DONNÉES DANS LE TEXTE 307

ANNEXE : Programme CALUDEX pour indexer les clichés de diffraction électronique 309

Source : MNHN, Paris

AVANT-PROPOS

Cette étude s'inscrit dans l'une des voies de recherche du laboratoire de Géologie du Muséum qui est, à l'initiative de M. le Professeur R. Laffitte, «la pétrologie des roches calcaires»; c'est d'ailleurs le titre de l'Équipe de Recherche Associée au CNRS (ERA 121) qui a existé dans le laboratoire jusqu'en 1980 (l'auteur appartenant maintenant au LA 319) et qui a contribué avec le Muséum au support matériel et financier du projet. La publication de ce mémoire a été rendue possible grâce au concours de la Compagnie Française des Pétroles, de la Société Nationale Elf-Aquitaine et du Muséum National d'Histoire Naturelle.

L'idée initiale de ce travail (en 1968) résulte de la coïncidence de 2 facteurs :

– Le premier était l'absence presque complète d'informations sur la structure des roches et des sédiments calcaires (ou les composants de ces sédiments) qui se révèlent cryptocristallins en lame mince : les «grains» élémentaires qui les constituent sont si petits qu'on ne peut les voir directement au microscope photonique; or, c'est pourtant à cette échelle que se produisent nécessairement certains phénomènes de la genèse du sédiment et de la roche sédimentaire, et les micro- (ou nano-) cristaux, par leurs propriétés précises, en sont les témoins qu'il convient d'étudier.

– Le deuxième facteur fut l'introduction ou l'extension dans l'éventail des techniques, d'outils permettant un réel progrès dans l'étude des éléments de la taille du micron :

- le microscope électronique à balayage pour découvrir leurs morphologies et leurs arrangements mutuels,

- la microanalyse par dispersion d'énergie du rayonnement X de fluorescence couplée au M.E.B. et donnant une information (moins précise mais) plus rapide que la microsonde sur la composition chimique ponctuelle,

- la diffraction électronique devenue plus pratique avec le perfectionnement du microscope électronique à transmission et permettant l'analyse de la nature minéralogique et cristallographique à cette même échelle,

- l'emploi de l'informatique pour les calculs d'indexation des réseaux réciproques ainsi obtenus.

Une mission dans le Golfe Persique avec B.H. Purser en 1971 allait permettre un autre volet à ce travail; au lieu de s'en tenir aux observations à l'échelle du cristal, il devenait possible d'établir des relations entre la nanostructure du sédiment (ou des éléments du sédiment) et les autres caractères particuliers du milieu; cela ouvrait la voie à l'explication de mécanismes jusqu'alors non établis concernant la genèse de certains sédiments, les oolithes par exemple.

Le lecteur trouvera un bilan de 10 ans de recherches exposé selon une triple intention :

1. – Rassembler sur le sujet toute la documentation «de première main» publiée seul ou en collaboration avec B.H. Purser (pour partie des chapitres II, III, VIII) et l'organiser pour illustrer la méthode suivie;

- partant de l'observation directe, de la photo aérienne à la microscopie électronique à balayage (de 1/50000 à x 50000) la première approche est celle du naturaliste et vise à une comparaison insistante entre les divers sédiments et dépôts (chap. I à IV);

- les analyses chimiques, minéralogiques et cristallographiques montrent la mise en œuvre d'une pétrographie des calcaires relativement nouvelle, empruntant les procédés et les techniques de la pétrographie éruptive ou de celle des argiles. (chap. V et VI);

Source : MNHN, Paris

- après avoir mis en évidence des morphologies nouvelles de la taille du micron, après s'être préoccupé de connaître la nature à la même échelle, le souci est constant d'établir des relations entre ce qui est découvert et ce qui était connu, et plus généralement entre les données aux diverses échelles. (chap. II, VI, VII, VIII).

2. – A l'occasion de discussions avec des collègues et des étudiants, il est apparu utile de faire quelques mises au point concernant :

- l'importance respective des divers calcaires marins actuels et la place de la sédimentation aragonitique tant géographique que dans le cycle du calcaire,

- des nomenclatures (grains cortiqués, nanostructures des dépôts, etc...),

- les expériences de coprécipitation du strontium, les valeurs des coefficients de partage et la précision de l'outil qu'est le dosage du Sr^{++},

- les hypothèses concernant la genèse et la signification paléogéographique de certains sédiments calcaires de marges et de plates-formes.

3. – Sur le fond, il s'agit d'essayer d'esquisser l'histoire naturelle de la sédimentation aragonitique, c'est-à-dire :

- de préciser les conditions et les processus de la précipitation de l'aragonite marine actuelle et ceux plus particuliers de la genèse de tel ou tel sédiment,

- puis, montrant que cette nature minéralogique des calcaires non biogènes n'a pas toujours été la même dans les séries anciennes, de rechercher le début (ou la périodicité) de cette sédimentation aragonitique et sa signification dans l'évolution des paléoenvironnements.

Longue est la liste de tous ceux qui m'ont apporté les moyens et leur concours personnel pour réaliser ce travail et je voudrais d'abord remercier Monsieur le Professeur R. Laffitte d'avoir doté son laboratoire dès 1967 du premier microscope électronique à balayage installé en France, donnant à toute son équipe un outil puissant et une avance dans son utilisation. Je ne saurais trop le remercier aussi de la confiance qu'il m'a témoignée en soutenant sans cesse mes projets. A L. Leclaire qui lui a succédé en 1980 comme Professeur au Museum et comme Directeur du laboratoire, je voudrais dire combien j'ai apprécié depuis de longues années ses discussions passionnantes et enrichissantes et je l'en remercie aussi amicalement que respectueusement.

Les analyses minéralogiques m'ont été grandement facilitées au laboratoire de Minéralogie du Muséum et je remercie Monsieur le Professeur J. Fabries, non seulement pour son aide matérielle mais pour l'intérêt qu'il a porté maintes fois à mon travail.

J'ai trouvé au laboratoire de Minéralogie et de Cristallographie de l'Université de Paris VI, auprès de MM. A. Rimsky, C. Willaime, C. Desnoyers et C. Guillemain une aide importante et la possibilité d'utiliser le microscope électronique à transmission, les ressources du Centre de Calcul, la microsonde. Grâce à F. Cesbron j'ai pu obtenir de nombreuses analyses par spectrophotométrie d'absorption atomique réalisées par Mme H. Vacher et Mlle M.C. Sichere. A tous, ainsi qu'à M. Gandais et M. le Professeur W. Brown, je suis redevable d'une collaboration amicale, de discussions fructueuses dont je les remercie.

Monsieur le Professeur G. Lucas peut se dire que son enseignement et ses conseils ont décidé de ma carrière et de ma direction générale de recherche; je lui exprime ma gratitude et mon respect.

Je dois beaucoup à B.H Purser et je tiens à le remercier tout spécialement; je ne pouvais imaginer plus grande chance quand il me demanda de l'accompagner dans le Golfe Persique : ces quelques semaines d'avril-mai 1971 sur des lieux célèbres de la sédimentation carbonatée actuelle furent l'occasion d'une remarquable leçon de choses sous la direction d'un maître et d'un ami; elles permirent aussi une moisson abondante d'échantillons prélevés avec précision dans leur environnement et marquèrent le début d'une collaboration que chacun connaît.

Depuis mon premier essai en Bourgogne sous la direction de M. le Professeur H. Tintant, et à l'occasion de travaux ultérieurs, se sont tissées entre les collègues de Dijon et moi-même des liens d'amitié et de franche collaboration. Et j'ai toujours trouvé auprès de M. le Professeur P. Rat un jugement critique et une attention encourageante pour lesquels je lui suis très reconnaissant.

Je remercie chaleureusement M. le Professeur R. Letolle, de l'Université de Paris VI, d'avoir accepté de juger ce travail en faisant partie du jury de thèse.

Je dis sincèrement merci à M. le Professeur R.G.C. Bathurst, de Liverpool, de participer également à ce jury. Merci encore pour ses encouragements répétés, ses critiques fructueuses; comme de nombreux collègues du

Source : MNHN, Paris

monde entier, j'ai profité de ses écrits, des colloques qu'il a organisés et bien sûr de son livre - monument de science, guide sûr et inépuisable - qui font de lui le maître auquel je dois le plus.

Je remercie A. Couté (Muséum) pour sa contribution et ce qu'il m'a appris au cours de l'étude des algues aragonitiques, J. Le Touzey (I.F.P.) pour son aide amicale dans la conception et la mise au point du programme de calcul.

J'adresse mes remerciements à tous ceux qui m'ont confié des échantillons : MM. Lucas et Housse, P. Cros, F. Bourrouilh pour des sédiments des Bahamas (missions ELF-RE); J. Trichet pour ses échantillons des Touamotous et des produits d'expérience dont il avait eu l'idée; B.H. Purser pour des dragages du centre du Golfe Persique; A. Couté, J. Bertrand, G. Gill, J. Tourenq; M. Van Der Meer Mohr (Leiden) pour des oolithes diverses de Bonnaire (y compris des oolithes de sels); M. le Professeur C.F. Kahle (Bowling Green) pour des oolithes du grand Lac Salé; M. le Professeur R.N. Ginsburg (Miami) pour d'excellents échantillons d'algues aragonitiques diverses, des boues de Baie de Floride et des Bahamas ainsi que pour des exemplaires de publications introuvables en France.

L'organisation de la mission Golfe Persique a été grandement facilitée sur le terrain par l'Abu Dhabi Petroleum Company à qui je renouvelle, à la suite de B.H. Purser, mes remerciements.

Pour leur collaboration de chaque jour, je remercie M. J.P. Bosxy, Mme H. Leclaire, M. P. Milleliri, Mme Sevestre, M. Bonneau, qui sont ou ont été dans notre laboratoire et MM. M. Lozachmeur et M. Pedrono du laboratoire de Minéralogie du Muséum. Je remercie particulièrement Mme N. Day pour toute la documentation qu'elle m'a fournie, pour la mise en conformité de mon fichier bibliographique et pour la correction des épreuves, M. L. Ganon pour les lames minces et les inclusions aussi nombreuses que difficiles, Mlle Destarac pour son excellent travail photographique en vue de la constitution des planches photos, D. Serrette pour leur reproduction dans les exemplaires de soutenance, M. P. Gaulier, relayé par MM. Chataux et Vagner pour le dessin des figures, J. Belia, J. Bernard, A. Maurs et Mme M.F. Simonin pour la frappe du manuscrit.

Ce mémoire n'aurait pas été publié sans l'intervention décisive de M.A. Maurin (C.F.P.) et de M.A. Perrodon (S.N.E.A.); c'est dire si je les remercie très chaleureusement ainsi que tous ceux qui, au Museum, m'ont apporté leur appui et leur concours : en particulier Mme le Professeur Jovet, MM. les Professeurs Chabaud, Dorst, Doumenge, Lévi, M. Laissus, Mlle Malzy, MM. Hureau, Larivière et G. Gagnardeau.

Je remercie Dr. Springer de m'avoir autorisé à reproduire des figures et des photos tirées de notes publiées en collaboration avec B.H. Purser dans «The Persian Gulf» (1973).

Mes remerciements vont à mes collègues du laboratoire qui m'ont apporté, les uns ou les autres, suggestions ou disponibilité : en particulier A. Foucault qui a bien voulu lire et critiquer mon manuscrit, et G. Alcaydé, G. Busson, J.P. Caulet, P. Clément, M. Clocchiatti, F. Frohlich, F. Gautier, P.J. Giannesini, D. Noel, Y. Reyre, J.M. Rouchy.

Je tiens à associer à tous ceux qui ont compté pour moi dans ces années de recherche MM. les Professeurs B. Rueff et F. Fékété de l'hôpital Beaujon : sans eux, je n'aurais certainement pas terminé ce travail...

Enfin je dois énormément à Nadine Loreau qui réussit à assurer son double métier de chercheur et de mère de famille tout en m'apportant bien souvent son concours. Pour son aide et sa compréhension indispensables, je lui dis très sincèrement merci; c'est avec joie que je lui dédie cet ouvrage.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I. - OBJET DE CETTE ÉTUDE

Par sédiments aragonitiques, il faut entendre sédiments calcaires où l'aragonite est la phase minérale dominante : de 50 à près de 100% du total des carbonates. Mis à part le cas exceptionnel de dépôts océaniques riches en Ptéropodes, cette composition minéralogique caractérise la sédimentation calcaire actuelle en milieu peu profond subtropical (fig. 1 A) dont les faciès typiques, à part le récif de corail, sont :

- des boues et des vases (= boues sableuses),
- des laminites algosédimentaires (improprement appelées stromatolithes),
- des sables fins, constitués par des «pellets» ou par des bioclastes, avec ou sans matrice boueuse,
- des sables plus grossiers, également propres ou boueux, composés par des bioclastes, par des oolithes, par des agrégats,
- des encroûtements (depuis des grains cortiqués jusqu'à des croûtes «à plat»),
- des grès de plage.

De ce travail sont exclus les sédiments qui sont bioclastiques à l'évidence et les constructions récifales (où le progrès à réaliser de leur connaissance est davantage du domaine de la systématique, de la biologie et de l'écologie ou conceme leur évolution diagénétique); il s'agit surtout d'une étude pétrographique nouvelle des sédiments ou de constituants des sédiments dont les particules ne sont pas directement visibles au microscope photonique et pour lesquels la genèse est encore discutée.

II. - PLACE DE LA SÉDIMENTATION ARAGONITIQUE ACTUELLE TANT GÉOGRAPHIQUE QUE DANS LE CYCLE DU CALCAIRE

De la simple observation de la répartition des sédiments calcaires dans les mers actuelles (fig. 1 A) on ne peut que constater la faible part des sédiments peu profonds aragonitiques. Sur des fonds de moins de 20 m, ils couvrent approximativement 250.000 km^2 (tableau 1). Quelques récifs sont compris dans cette surface, mais en comptant la plupart qui sont à la limite des régions précédentes puis l'ensemble de la Grande Barrière (130.000 km^2 de récifs et de sédiments calcaires associés, d'après Maxwell, 1968), le récif du Banc de Campèche et ceux des diverses îles et atolls, on peut estimer que les formations récifales proprement dites ont une importance du même ordre.

Les sédiments calcaires actuels sur les plateaux continentaux sont moins connus. Des sables bioclastiques fins à grossiers y représentent l'essentiel des sédiments calcaires les plus purs, formant de minces placages sous des latitudes aussi bien tropicales que moyennes. S'y répartissent aussi : des oolithes (reliques) et surtout des boues et des vases peu calcaires. En fait, sauf le long de bandes côtières restreintes ou sur des hauts fonds, les sédiments sont en moyenne pauvres en $CaCO_3$ (15 % d'après Milliman, 1974) ou bien ils sont

Source : MNHN, Paris

Aires de sédimentation aragonitique	Surfaces approximatives en km²	Références
Baie de Floride	3500-4000	Ginsburg 1956, dont carte p. 2394-95
Bahamas : Petit Banc	18000	Newell et Rigby 1957, dont carte p. 26
Grand Banc	120000	Cloud 1962, dont carte p. 3 Purdy 1963, dont carte p. 473
Golfe de Batabano, Cuba	15000	Hoskins 1964, dont carte p. 1682
Plateau continental du Yucatan pour partie Banc de Campêche et bordure Honduras Britannique	3500	Estimation d'après Logan *et al* 1969, Mathews 1966 et Bathurst *in* Bathurst 1971, 75
Golfe Persique : "Homocline" du Sud-Est du Golfe	60000	Wagner et Van der Togt 1973, dont carte hors texte
Shark Bay, Australie occidentale	9000	Logan *et al* 1970 dont cartes p. 3, 90 Logan *et al* 1974 dont cartes p. 66, 97, 321
Estimation pour divers autres milieux peu profonds (1)	20000	
Total	= 250000	

(1) *Localités intéressantes mais de surfaces restreintes pour chacune d'elles, tels que certains endroits de la Mer Morte (Neev et Emery, 1967), de la Mer Rouge (Friedman, 1968, Sass et al, 1972, Friedman, 1975), de la Mer Noire (Ross et al, 1970), le Grand Lac Salé (Eardley, 1938), divers points de côtes à grès de plage et encroûtements, les zones intertidales ou supratidales et les lagunes de nombreuses îles océaniques.*

Tableau 1 : Surfaces approximatives des milieux marins peu profonds à sédiments aragonitiques actuels

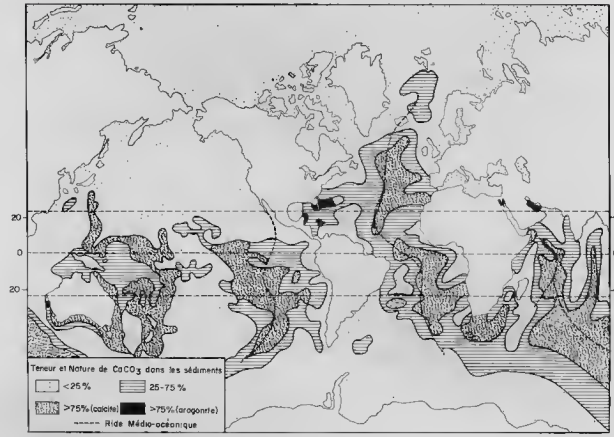


Fig. 1 A : Carte de la répartition des sédiments calcaires sur le fond des mers. *(D'après Broecker, 1974 et Wilson, 1975)*

Source : MNHN, Paris

Surfaces occupées par des sédiments à plus de 75% de $CaCO_3$ Répartition	en 10^6 km²	% de la surface totale de sédiments calcaires
Océans	72 (¹)	96
Milieux peu profonds à sédiments aragonitiques	0,25 (²)	0,3
Récifs proprement dits	0,25	0,3
Plateaux continentaux	1/10 x 26,3	3,4
Total	75,1	100

(¹) 20% de la surface des océans (Broecker 1974)
(²) Cf. tableau I

Tableau 2 : Comparaison des surfaces occupées sur les fonds des mers par les sédiments calcaires de milieux différents

Aires concernées	Surfaces en km²	Taux de sédimentation apparent de $CaCO_3$ en g/cm²/1000 ans	Références	Accumulation absolue en T x 10^{12}/an	% du total de la sédimentation calcaire
Atlantique, océan Indien		<0,1 à >30	Lisitzin 1971, p. 214		
Atlantique, Pacifique		0,3 à 2,3	Broecker 1974, p. 84		
Ensemble des océans (surface soumise à sédimentation calcaire)	230x10^6(*) 180x10^6(*) moyenne	0,1 à 2 (¹) 0,1 à 1,5 (¹ᵇ)	Milliman 1974, p. 244-47 Denis-Clocchiatti 1979,p.91-110	1,56 (²) 1,73 (³) 1,6	81
Milieux peu profonds à sédiments aragonitiques		58 à 117 (⁴)	50 à 100 (²):Wilson 1975, p. 15		
Golfe Persique, Trucial Coast	6 x 10^4	20 à 58 (⁴)	17 à 50 (²):Kinsman 1969 (a) p. 832		
Bahamas, Grand Banc	12 x 10^4	94 (⁴) maximum : 800	80 (²):Bathurst 1971-75,p. 279 Lisitzin 1972,-p. 149		
Bahamas, lagune sur Petit Banc	2 x 10^3	16 (⁴)	12 (net) (²):Neuman et Land 1975, p. 783		
Ensemble de ces milieux	0,25 x 10^6(⁵)	moyen : 50		0,12	6
Récifs proprement dits	Même ordre de grandeur que les sédiments aragonitiques avec un maximum de 400		50 à 300 (²):Wilson 1975, p.15 Smith et Kinsey 1976, p. 937	0,12	6
Plateaux continentaux	26,3 x 10^6(⁶)	0,5 (⁷)	2,5 (²):Milliman 1974, p. 244	0,13	7
			Total	1,97	100

(¹) distingués par tranches de profondeurs. (¹ᵇ) selon une fonction linéaire de la profondeur.
(²) tenant compte des surfaces occupées par tranches de profondeurs, y compris la pente continentale
(³) hauteurs en cm/1000 ans, mesurées à partir de ce qui est déposé durant l'Holocène récent (3000 à 5000 ans)
(⁴) calculés à partir des hauteurs de dépôts mesurés, admettant que le sédiment contient 50% d'eau (Ginsburg 1957, Bathurst 1971, Neuman et Land 1975, Wilson 1975) et 90% de $CaCO_3$ (cf. chapitre V) et que la densité moyenne apparente du calcaire est 2,6 (cf. chapitre VII).
(⁵) cf. tableau I
(⁶) la surface totale des plateaux continentaux étant 7,6% de la surface des mers (Lacombe 1965, p. 23)
(⁷) calculé à partir de la hauteur moyenne mesurée, admettant 50% d'eau, 15% de $CaCO_3$ (Milliman 1974, p. 240) et une densité moyenne du calcaire de 2,6
(*) ce qui n'est pas boues rouges et sédiments siliceux (Milliman 1974)
(*) surfaces Indien + Atlantique + Pacifique et selon tableau III de Denis-Clocchiatti (1979)

Tableau 3 : Valeur absolue et importance relative de la sédimentation calcaire dans les différents milieux marins actuels

Source : MNHN, Paris

Aires concernées	Production primaire de $CaCO_3$ Mode de calcul et références	Valeur absolue en $t \times 10^9$/an		% du total de la production primaire de $CaCO_3$		Mode de précipitation et nature du $CaCO_3$
Océans	.estimée 5 fois l'accumulation,80% étant dissous (Broecker, 1974)	7,8				
	.calculée d'après le taux de sédimentation sans effet de la dissolution :					
	$2,5\ mg/cm^2/an \times 230.10^6\ km^2$ (Broecker 1974, Milliman 1974)	5,75				
	$1,5\ mg/cm^2/an \times 325.10^6\ km^2$ (Oenis-Ciacchiatti 1979)	4,9				
	.calculée d'après la productivité primaire en C a) Tout étant mangé puis partiellement excrété, il resterait une fraction non précisée de 3% de $20\ T \times 10^9$ de C sous forme de $CaCO_3$ (Menzel 1974) : $0,6 \times 10^9 \times \frac{100}{12}$	≈ 5				
	b) 90% de la production de C est consommée ; 1/3 du restant est sous forme de $CaCO_3$ (Broecker 1974) $1/10 \times 1/3 \times 20 \times 10^9 \times \frac{100}{12}$	5,55				Précipitation essentiellement calcitique par voie biologique planctonique (la précipitation d'aragonite par les Ptéropodes étant relativement négligeable)
	.moyenne estimée	(5 à 7)	6	95 à 84	90	
Milieux peu profonds	.plus grande que l'accumulation, le surplus étant perdu vers des profondeurs plus grandes (Pilkey et Rucker 1966, Neumann et Land 1975) ou le milieu terrestre (Loreau et Purser 1973)					
	.80 $mg/cm^2/an$ (Smith et Kinsey 1976)	(0,12 à 0,24)	0,2	2 à 4	3	Précipitation aragonitique d'origine à discuter
	.9 $moles/m^2/an$ (Traganza *in* Bathurst 1971)					
Récifs proprements dits	.400 $mg/cm^2/an$ (Smith et Kinsey 1976)					
	.22 à 80 cm/an (Land 1974) ≈ 30 à 120 $mg/cm^2/an$					
	.estimée en moyenne 160 $mg/cm^2/an$	(0,12 à 1)	0,4	2 à 12	6	Précipitation d'aragonite et de calcite par voie biologique benthique
Plateaux continentaux	.plus faible que l'accumulation résultant pour partie de calcaire remanié ou détritique d'origine continentale (Fabricius 1970, Leclaire 1972 p. 348)	(0,03 à 0,12)	0,06	< 2	1	id. (+ planctonique *pro parte*)
		Total	6,66		100	

Tableau 4 : Estimation de la production primaire de $CaCO_3$ en valeur absolue et importance relative des divers modes de précipitation

démontrés le plus souvent reliques ou formés au début de l'Holocène (Pilkey, 1964; Maxwell, 1968; Logan et al., 1969; Caulet, 1972; Milliman, 1974) voire détritiques d'origine continentale (Fabricius et al., 1970; Leclaire, 1972). Comme surface occupée par des calcaires se déposant actuellement, il est raisonnable d'avancer 10 % des $26 \times 10^6\ km^2$ de plateaux continentaux.

Source : MNHN, Paris

Tout cela paraît bien négligeable à côté des 72 millions de km² de boues calcitiques profondes (Broecker, 1974).

Mais le simple rapport de surfaces occupées par les différents types de sédiments calcaires sur les fonds des mers actuelles (tableau 2) sous-estime la place de la sédimentation aragonitique. Si on fait intervenir les taux apparents d'accumulation de $CaCO_3$ mesurés le plus souvent pour la durée de l'Holocène et rapportés à l'Actuel (tableau 3), les sédiments aragonitiques tels que boues, pellets, oolithes, représentent un peu plus de 6 % du total des sédiments calcaires, les récifs proprement dits et les calcaires des plateaux continentaux comptent également pour chacun 6 à 7 % et les boues calcitiques profondes de l'ordre de 80 %.

Les sédiments calcaires profonds, clairement biodétritiques, constitués pour l'essentiel de coccolithes et de foraminifères (et pour une part souvent minime de ptéropodes aragonitiques) ne posent évidemment pas de problème en ce qui concerne leur origine (sauf celle de la fraction très fine de l'ordre du micron, encore incertaine). Cela permet de remonter à un autre stade du cycle du calcaire (fig. 1 B, C): celui de l'extraction du carbonate de calcium de l'eau de mer dont on peut affirmer qu'elle est en quasi-totalité assurée par le plancton secrétant des tests de calcite non magnésienne ou de teneur en magnésium insignifiante. Quant au calcaire des sédiments déposés actuellement sur les aires peu profondes, la reconnaissance d'une fraction biodétritique à l'évidence permet de dire qu'il a aussi en partie pour origine une précipitation biologique (mais benthique): Mollusques, Algues, Coraux, Echinodermes, Bryozoaires, Foraminifères, etc... En termes de production primaire de calcaire, d'après des données sans doute provisoires, divers calculs et estimations se recoupent et permettent de proposer les proportions suivantes (cf. tableau 4): un peu plus de 90 % est le résultat d'une précipitation biologique planctonique, 6 à 7 % sont produits par des organismes benthiques - coraux et algues en premier -; enfin, des boues anonymes et d'autres dépôts aragonitiques (pellets, oolithes, agrégats plus ou moins importants, encroûtements) représentent 3 % du calcaire extrait actuellement de l'eau de mer soit par précipitation biologique benthique, soit par précipitation dite directe : ce qui reste à discuter.

Moins de 0,5 % de la surface totale occupée par les sédiments calcaires, 3 % du calcaire extrait de l'eau de mer et 6-7 % de celui qui s'accumule : on ne peut fixer plus naturellement les limites de la sédimentation aragonitique peu profonde. Tant par la surface occupée au fond des mers que par sa contribution dans le cycle du calcaire, elle est un phénomène actuel presque exceptionnel. On va voir cependant ce qui fait l'intérêt de son étude.

III. - INTÉRÊT DE L'ÉTUDE DE LA SÉDIMENTATION ARAGONITIQUE ACTUELLE

Dans l'optique d'une connaissance fondamentale aussi complète que possible de notre planète, la restriction de cette sédimentation n'exclut pas évidemment d'en rechercher les caractères, les conditions et les processus replacés justement à leur échelle. Mais l'intérêt manifesté depuis plus d'un siècle et renforcé depuis 30 ans de connaître la sédimentation calcaire peu profonde est de faciliter l'interprétation de son équivalent ancien qui revêt au contraire une toute autre ampleur :

- des sédiments tels que les micrites sans coccolithes, les calcaires à pellets, les oolithes, sont très répandus dans les formations calcaires de tous âges;
- l'extension considérable des mers épicontinentales (= épiriques) et péricontinentales (= marginales) au Primaire et au Secondaire est bien établie.

D'autre part, le mode de précipitation du calcaire actuellement dominant n'a pas été le même par le passé. La quantité de foraminifères et de coccolithes dans les roches sédimentaires (qui peut varier en fonction du faciès, des conditions de fossilisation et des altérations diagénétiques) évolue globalement en fonction du temps (Downie, 1967; Tasch, 1967; Tappan et Loeblich, 1973). Il a été ainsi établi que l'extraction du carbonate de calcium de l'eau de mer n'est devenue significative par voie biologique planctonique qu'à partir du Jurassique, surtout au Jurassique supérieur: elle atteint un maximum au Crétacé supérieur à l'occasion de l'«explosion biologique» - aussi bien en différenciation d'espèces qu'en masse - allant de pair avec l'envahissement des mers épicontinentales elles-mêmes. Certes, faute de connaître les sédiments d'océans aujourd'hui disparus, il est impossible d'éva-

Source : MNHN, Paris

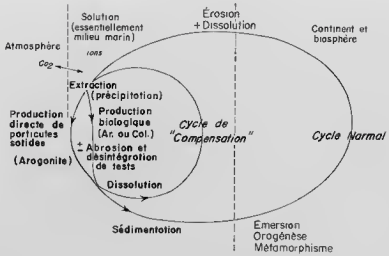


Fig. 1 B : Schéma simplifié du cycle du calcaire

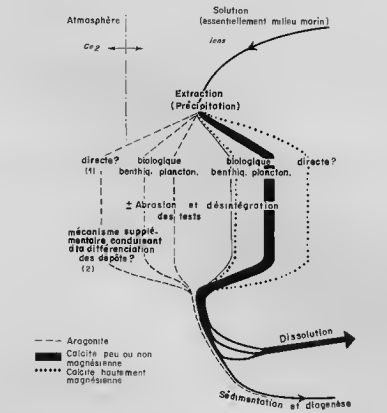


Fig. 1 C : Détail dans le cycle du calcaire illustrant les différents processus de production, la prédominance de la précipitation calcitique par voie biologique planctonique, la compensation de la trop grande extraction du $CaCO_3$ par la dissolution (environ 80 %) et la situation des deux problèmes relatifs à la genèse des sédiments aragonitiques : le mode de précipitation (par voie biologique benthique ou par précipitation directe (1) et le processus particulier à chaque type de sédiment (2)

Source : MNHN, Paris

luer complètement l'importance de la précipitation pélagique calcaire avant le Jurassique; mais l'enregistrement qu'en ont fait les sédiments dans tout paléomilieu permet de suivre dans quel sens s'est faite son évolution. C'est à-dire qu'avant le Crétacé et *a fortiori* avant le Jurassique, le calcaire des sédiments avait pour origine prépondérante soit une précipitation biologique benthique, soit une précipitation dite directe.

Par l'équivalence des faciès, des mers peu profondes dans leur ensemble, des processus généraux de précipitation, l'étude de l'Actuel peut éclairer l'explication de la genèse de ces calcaires anciens et leur signification précise de paléomilieu.

Cependant, des caractères particuliers des sédiments anciens, la convergence de structures, la différence de minéralogie dont on se demande s'il s'agit d'une transformation diagénétique ou de la nature originelle, la différence d'échelle, semblent limiter la valeur d'exemple de l'Actuel; et surtout, comme cela a déjà été mentionné, en dépit d'un nombre considérable de travaux, l'unanimité est loin d'être faite sur l'explication des phénomènes actuels eux-mêmes : leur analyse doit être poursuivie.

IV. - PROBLEMES A RÉSOUDRE ET BUTS DE CE TRAVAIL

Plutôt qu'un «historique» préalable et global qui sera au contraire évoqué par thème au fur et à mesure de l'ouvrage, on va essayer de faire le bilan de ce qui n'est pas connu ou qui reste controversé. En fait il s'agit de l'état des problèmes tels qu'ils se posaient il y a dix ans au moment où ce travail a débuté tout en tenant compte d'objectifs atteints et de nouveaux problèmes soulevés à l'occasion de contributions récentes.

A) La genèse des sédiments aragonitiques semble discutée pour plusieurs raisons :

a) D'abord par manque de données suffisantes à l'échelle du micron. Aussi le premier but de cette étude est-il d'augmenter la connaissance des sédiments à cette échelle et l'outil de départ, pour observer ce qu'on a appelé les nanostructures (cf. Lexique), est le microscope électronique à balayage.

b) Si les observations au microscope électronique n'ont fait ou ne font que révéler l'absence de structures reconnaissables de tests ou fragments de tests, la question subsiste de savoir si ces particules élémentaires sont le résultat d'une destruction poussée de matériel préexistant ou d'une précipitation directe. Les particules élémentaires des sédiments et celles d'organismes calcaires considérés comme principaux producteurs de sédiments seront donc ici comparées, à la fois par leurs morphologies, leur composition chimique et leurs caractères cristallographiques.

c) Les auteurs isolent généralement la genèse de chaque sédiment particulier alors que le passage latéral d'un faciès à un autre est évident dans un même complexe sédimentaire de quelques dizaines de km^2. C'est pourquoi cette étude sera comparative :

- comparer les nanostructures des boues, des pellets, des oolithes, des croûtes, des ciments ;
- comparer dans le Golfe Persique des boues de lagunes et celles plus au large; comparer aussi les boues de lagunes du Golfe Persique, de Floride, des Bahamas ;
- ou encore, comparer des oolithes marines de diverses provenances et comparer des oolithes marines, lacustres, de grottes et d'autres milieux.

d) Il existe probablement plusieurs solutions au problème de la genèse de ces calcaires; or, très nombreuses sont les généralisations d'une hypothèse établie à la suite d'une étude sédimentologique sur une aire réduite puis étendue à la genèse de tous les sédiments de ce type. L'un des exemples le plus connu est d'attribuer, à la suite de Lowenstam (1955), l'origine des boues comme résultat de la désintégration d'algues Codiacées aragonitiques alors que c'est peut-être vrai seulement pour une part des boues de la Baie de Floride. Certains auteurs envisagent aussi cette origine pour les particules élémentaires des pellets et des oolithes. Les conclusions les plus certaines du présent travail s'appliqueront aux sédiments du Sud-Est du Golfe Persique. Ce n'est qu'ensuite, grâce aux comparaisons de mêmes sédiments d'autres provenances, qu'on envisagera l'hypothèse la plus probable pouvant être retenue dans d'autres cas bien précis.

Source : MNHN, Paris

B) Au fur et à mesure de l'étude sont apparus d'autres problèmes et d'autres buts à atteindre à plus court terme. C'est ainsi qu'après la mise en évidence de morphologies nouvelles à l'échelle du cristal, le complément indispensable de l'analyse a été la connaissance de la nature à la même échelle avec la mise en œuvre de techniques telles que la microsonde et la diffraction électronique; puis la complexité et le nombre des calculs nécessaires à l'indexation des clichés de diffraction électronique conduisent à l'emploi de l'informatique; la révélation de structures entraîne d'autres analyses (grain par grain ou nanograin par nanograin) et soulève le problème de l'existence de variétés nouvelles d'aragonite.

S'impose ensuite de replacer ce qui est nouvellement découvert par rapport à ce qui était connu et, plus généralement, d'établir les relations entre ce qui est observé à différentes échelles. Cette démarche trouve son application de deux manières :

- on peut constater une simple relation de présence entre une structure - quelle que soit son échelle - et le milieu, et l'utiliser par analogie dans l'interprétation de séries anciennes. Schématiquement la reconnaissance de structures - au risque près d'une convergence - permet de déduire le milieu;

- on peut aussi essayer d'établir une relation de cause à effet et atteindre la compréhension des phénomènes et des mécanismes sédimentaires. C'est surtout ce but qui est recherché ici par l'apport de faits à la nouvelle échelle atteinte qui est celle du cristal, puis par leur intégration aux échelles supérieures. En effet, en plus du problème de l'origine des particules élémentaires d'aragonite il y a lieu de se demander pourquoi leur organisation est différente : libres dans les boues, agrégées dans les pellets ou les grapestones, orientées dans les oolithes, fortement cohérentes et plus ou moins orientées dans les croûtes et les ciments. On tentera de répondre en cherchant s'il existe une relation entre la nanostructure et certains caractères du milieu (situation par rapport aux limites de marées, profondeur, morphologie particulière, agitation de l'eau, etc...). En ce qui concerne les oolithes, par exemple, cela constitue une nouvelle approche pour savoir s'il faut vraiment retenir un mode de croissance par roulage et agglutination de cristallites à la manière d'une boule de neige comme le supposent certains auteurs à la suite de Sorby (1879). C'est aussi la voie pour expliquer l'orientation tangentielle des cristallites de leurs cortex.

C) Si l'Actuel nous enseigne les conditions de milieux - parfois les mécanismes - de la genèse de sédiments calcaires peu profonds, on ne peut ignorer certaines réserves émises sur sa signification, sur sa valeur de «modèle» pour tout expliquer dans les séries anciennes. Cela provient parfois de la convergence de structures - certaines seront ici soulignées -. Mais il est vrai aussi que certains faits dans les formations anciennes ne correspondent pas à ceux de l'Actuel déjà décrit et, en retour, stimulent leur recherche. Par exemple, des fonds durcis micritiques sont encore inconnus dans les mers contemporaines. Des dépôts oolithiques s'accommodaient mal de l'interprétation classique de milieux dits «de haute énergie», à forte agitation de l'eau : on sait maintenant que des milieux oolithiques peuvent être protégés. Mais cela souligne la nécessaire poursuite de l'inventaire des milieux et des sédiments qu'une tournée dans le Sud-Est du Golfe Persique en compagnie de B. H. Purser a permis.

De plus, à cause de la différence d'échelle, il est souvent demandé par quelle extrapolation on peut concevoir l'accumulation des immenses formations paléozoïques et mésozoïques à partir des milieux actuels restreints. Parce que l'exemple des dépôts oolithiques est particulièrement typique on considérera leur distribution dans l'ensemble d'un bassin (le Golfe Persique) : image instantanée par rapport au temps géologique, cette répartition résulte néanmoins d'un phénomène qui a une durée - celle des 15 à 20000 ans de l'Holocène -; son étude permettra de donner une indication sur le développement dynamique des formations oolithiques anciennes.

D'autre part, un débat ouvert depuis un siècle concerne la nature minéralogique des calcaires anciens peu profonds : calcitique pour certains auteurs (à cause de la conservation de fines structures que la diagenèse aurait dû effacer), aragonitique pour d'autres (par stricte analogie avec les sédiments équivalents actuels). Ce dilemme fera l'objet d'une triple approche :

- Rechercher des preuves de la nature minéralogique originelle de calcaires anciens (dans les limites d'une étude comparative de micrites et d'oolithes anciennes et actuelles).

- Faire le point des facteurs contrôlant l'apparition d'une variété polymorphique donnée - aujourd'hui l'aragonite -.

- Chercher si ces conditions ont pu être les mêmes par le passé.

Source MNHN, Paris

Finalement, cela revient à examiner une évolution possible du milieu marin et débouche sur l'histoire naturelle des sédiments aragonitiques - deux grands problèmes géologiques qu'une conception d'un Uniformitarisme étroit n'a pas toujours permis d'envisager -.

Ainsi, d'un point de vue du reste fondamental, l'intérêt et les buts d'une telle recherche sur les sédiments aragonitiques sont vastes. Plus modestement, on espère donner d'abord un inventaire plus complet des milieux sédimentaires, préciser leurs caractères et par là, si le sédiment est autochtone, établir avec plus de détail ce qu'on appelle les conditions de milieu. A ce stade de l'observation, on peut tirer des enseignements utiles au géologue pour interpréter les séries passées. On espère aussi, par une connaissance nouvelle des sédiments à l'échelle du μm - directement avec le microscope électronique à balayage, indirectement par les analyses minéralogiques, chimiques et cristallographiques à la même échelle (diffraction électronique, microsonde, spectrophotométrie d'absorption atomique) - et en reliant ces données nouvelles à ce qui est découvert ou connu aux échelles supérieures, pouvoir choisir l'hypothèse la plus probable parmi toutes celles déjà avancées sur l'origine des particules calcaires élémentaires. C'est là que se pose, entre autres, le problème de leur nature minéralogique : pourquoi l'aragonite et non la calcite? En a-t-il toujours été ainsi dans le passé? Ce n'est qu'ensuite (cf. fig. 1 C) qu'on abordera la question de savoir pourquoi et comment se forme un sédiment plutôt qu'un autre : ou bien des boues, ou des pellets, ou des oolithes, ou des agrégats, des ciments, des croûtes.

Source : MNHN, Paris

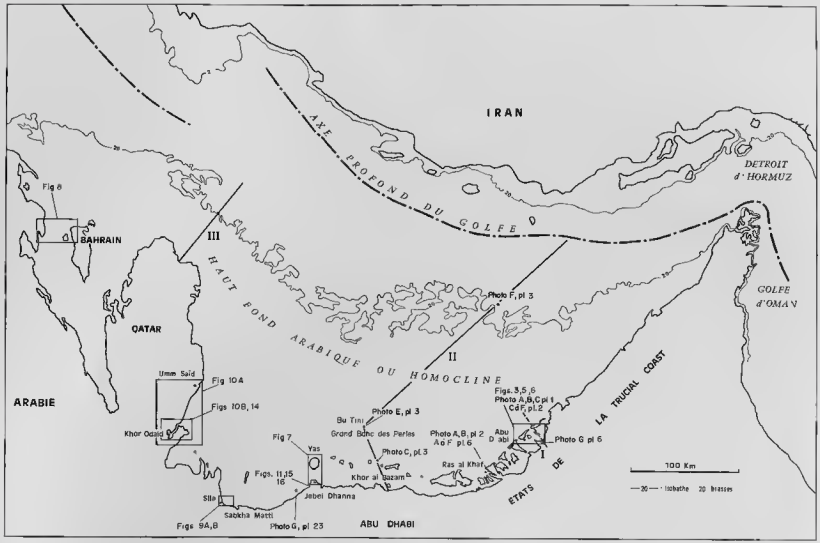


Fig. 2 : Carte du S-E du Golfe Persique indiquant les grands traits morphologiques, la localisation des cartes et figures de détail et l'emplacement de trois profils de dragages (I, II, III) décrits dans les tableaux 6 a, b, c.

Source : MNHN, Paris

PREMIERE PARTIE :

INVENTAIRE ET DESCRIPTION COMPAREE DES MILIEUX SEDIMENTAIRES, DE LEURS DEPOTS ET DES PARTICULES ELEMENTAIRES CONSTITUANT CES DEPOTS

La première partie rend compte d'une approche naturaliste de la sédimentation aragonitique. Par la voie de l'observation directe depuis l'échelle régionale à celle du micron, de la photographie aérienne à la microscopie électronique à balayage, il s'agit d'établir l'inventaire et la description comparée des milieux sédimentaires, de leurs dépôts et des particules élémentaires constituant ces dépôts.

L'étude de référence est celle de la région S-E du Golfe Persique - en particulier la Trucial Coast (fig. 2) - d'où provient l'essentiel des échantillons prélevés avec précision dans leur environnement. Pour comparaison, ont été examinés des sédiments identiques de la Baie de Floride, des plates-formes des Bahamas, des Iles Touamotous, du Grand Lac Salé, etc..., ainsi que des dépôts expérimentaux et des algues aragonitiques de diverses provenances.

C'est un premier ensemble de quatre chapitres :

- trois chapitres correspondant aux trois grands types de sédiments :
  - Boues et sédiments fins associés (pellets, tapis algaires, laminites algosédimentaires, dépôts sur substrats organiques).
  - Oolithes (et comparaison de leur nanostructure avec celle des agrégats et des ciments).
  - Encroûtements et grains cortiqués divers.
- et un quatrième sur les Algues aragonitiques qui sont supposées - depuis 20 ans - productrices des boues, voire des particules élémentaires des oolithes et d'autres sédiments.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE I

BOUES, SÉDIMENTS FINS ET DÉPÔTS ARAGONITIQUES EN RELATION OU NON AVEC DE LA MATIÈRE ORGANIQUE

INTRODUCTION

A la suite de quelques observations déjà anciennes au microscope électronique à transmission (Cloud, 1962) et maintes fois confirmées (Lowenstam, 1963; Shoji et Folk, 1964; Hathaway, 1967, etc...) il est classiquement connu que les boues aragonitiques - du moins celles des plates-formes bahamiennes - sont constituées par des «aiguilles» de quelques microns. Mais, il a été également démontré que d'autres boues et la fraction inférieure à 63μm (ou 50) de sédiments calcaires de milieux peu profonds sont constituées par des débris bioclastiques plus ou moins reconnaissables au microscope polarisant (Matthews, 1966); ils peuvent comporter - même dans des lagunes - une part de coccolithes (Scholle et Kling, 1972); ces sédiments, d'ailleurs fortement enrichis en calcite (Matthews, 1966, p. 443), ne résolvent pas pour autant celui de l'origine de la phase aragonitique et des micrites en général où la taille des cristaux anonymes n'excède pas quelques microns. L'emploi du microscope électronique à balayage permettant l'observation claire et facile, sans avoir à désagréger le sédiment ou les grains le composant, montre que les particules élémentaires ont des morphologies autres que celle, attendue, «en aiguille» (Loreau, 1971, 1973 et ci-après). Il laisse espérer aussi des progrès dans la reconnaissance des débris bioclastiques inférieurs à 200μm (Stieglitz, 1972) et apporte par là des preuves nouvelles pour établir l'une ou l'autre des hypothèses de la genèse des particules aragonitiques que s'opposent communément les auteurs : origine détritique (essentiellement bioclastique) contre précipitation directe.

On comparera donc ici des dépôts fins de différents milieux du Golfe Persique avec des sédiments identiques d'autres provinces carbonatées et avec des tests ou débris de tests aragonitiques d'organismes divers.

Au cours de la dernière décennie, de nombreux chercheurs ont mis l'accent sur le rôle possible de la matière organique dans la genèse des dépôts calcaires (Kitano et Hood, 1965; Trichet, 1967, 1968, 1971; Mitterer, 1968, 1971, 1972; Berner, 1968; Frishman, 1969; Suess et Fütterer, 1972); aussi, la comparaison portera-t-elle en partie entre les dépôts où la présence de matière organique n'est pas évidente (certaines boues, lamines blanches des laminites algosédimentaires) et ceux en relation de support à supporté avec de la matière organique non matricielle (coprolithes en voie de calcification ou tapis algaire par exemple).

Source : MNHN, Paris

I. - BOUES ET SÉDIMENTS FINS ASSOCIÉS

A. BOUES ET PELLETS DANS LES LAGUNES DU GOLFE PERSIQUE

Quand on cite le Golfe Persique comme exemple de région à sédimentation calcaire actuelle peu profonde, il s'agit en fait de sa partie S-E n'excédant pas 40 m, voire 20 m, de profondeur (fig. 2). Nommée «Haut fond arabique» (Arabian Shallow Shelf de Seibold et Vollbrecht, 1969) ou «Homocline arabique» (Arabian Homocline de Kassler, 1973), cette région ne concerne qu'environ 60.000 km² (cf. tableau 1) sur les 226.000 km² du Golfe. Plus restreintes sont encore les lagunes de la Trucial Coast, tapissées de boues, pellets, tapis algaires, laminites algosédimentaires (improprement appelées stromatolithes). Elles ont été abondamment étudiées depuis 15 ans (cf. Evans et al., p. 234) sauf en ce qui concerne l'observation et l'analyse à l'échelle des cristaux composant les sédiments. C'est sur ce point que l'étude est ici nouvelle mais les caractères de l'environnement seront présentés sommairement pour replacer les échantillons dans le cadre géographique et sédimentologique où ils ont été prélevés et pour montrer surtout la multiplicité des aspects de la sédimentation aragonitique dans un même complexe sédimentaire de quelques dizaines de km².

a) Description du milieu et répartition des boues et pellets par rapport aux autres faciès dans un complexe «barrière d'îles - lagunes».

Entre la côte de l'émirat d'Abu Dhabi et une série d'îles barrières se trouvent des lagunes abritées du vent dominant de Nord - Nord-Ouest (le «Shamal»), en communication plus ou moins étroite avec la mer ouverte (fig. 2). Celle dont il va être question ici est bordée du Nord-Ouest au Sud-Ouest par l'île de Sadiyat, au Sud et à l'Est par la plaine côtière du continent, au Nord par l'île de Gharab; comme les autres, elle communique avec les eaux du Golfe par un chenal étroit entre les deux îles où s'installe ce que l'on pourrait appeler un «delta de marée» oolithique (fig. 3). Ses caractéristiques morphologiques, bathymétriques, hydrodynamiques, complétées par des mesures hydrologiques faites dans la lagune immédiatement voisine (d'après Evans et al., 1973) ont été comparées à celles de la barrière et celle de la mer ouverte et résumées dans le tableau 5. Leur variation

	Mer ouverte	Ensemble barrière	Ensemble lagunaire
température de l'eau : hiver	22-24° (1)	22-24° (1)	22-24° (1)
été	24° (1)	34-36° (1) noté 38° (mai 1971)	34-36° (1) noté 36° (mai 1971)
salinité	43‰ (1)	43‰ (1)	53-65‰ (voire 80‰) (1)
marnage maximum	2,50 m (1)	2,50 m (1)	1 m (1)
morphologie générale	fond plat, très légèrement incliné vers le large	îles + delta de marée avec alternance de rides et de dépressions + chenaux	bancs (ou terrasses) découpés par des chenaux
bathymétrie et domaine par rapport à la marée	infratidal peu profond (-8 -10 m)	supratidal + intertidal + infratidal peu profond de -2 à -5 m et chenaux de -5 à -10 m	infratidal peu profond bancs sous 0,50 m à 2 m d'eau chenaux de 5 m + intertidal
milieu protégé ou non, agitation de l'eau	sans incidence importante sur le fond (sauf tempêtes)	milieu exposé agitation statistiquement forte alternance de zones fortement agitées et de zones plus faiblement agitées	milieu abrité agitation statistiquement faible à très faible
faciès sédimentaires	vases et sables fins à pellets, à bioclastes herbiers quelques polypiers	entre les 2 îles : sables oolithiques du delta de marée devant les îles : petits récifs sur les îles : plages et dunes à oolithes et quelques bioclastes + rochers exposés couverts de pélagosite	chenaux : sables bioclastiques, petits récifs bancs infratidaux : boues et pellets. Herbiers bancs intertidaux : boues et pellets, quelques oolithes superficielles

(1) Mesures dues à Evans et al (1973) dans la lagune immédiatement voisine.

Tableau 5 : Caractéristiques majeures des différents milieux et de leurs sédiments dans un complexe «barrière d'îles - lagune» à l'Est d'Abu Dhabi

Source : MNHN, Paris

à l'intérieur de la lagune, *a fortiori* dans l'ensemble du dispositif «mer ouverte - barrière - lagune» a pour conséquence des passages latéraux rapides d'un faciès à l'autre. C'est ainsi que dans ce même complexe sédimentaire aragonitique d'environ 150 km^2, on peut observer :

1. dans le domaine de mer ouverte, infratidal peu profond (-8 -10 m), des sédiments à pellets (surtout) et à bioclastes; des herbiers (à *Halophila* et *Diplanthera*) peuvent s'y installer ainsi que quelques polypiers.

2. dans l'ensemble «barrière» constitué d'îles, de récifs, de sables oolithiques, les faciès se répartissent de la manière suivante :

- entre les deux îles, un delta de marée oolithique : cf. chap. II,
- devant les îles, de petits récifs «en taches» n'excédant pas 1,50 m de hauteur,
- sur les îles : - des plages et dunes éoliennes principalement à oolithes et quelques bioclastes : cf. chap. II,
  - des rochers exposés au ressac, revêtus de pélagosite : cf. fig. 3 B et chap. II.

3. l'environnement lagunaire.

- Des chenaux dépassant 5 m de profondeur, à sables bioclastiques et petits récifs, découpent la lagune en de nombreux bancs (ou terrasses) parfois émergés et généralement sous moins de 2 m d'eau (fig. 3). Par rapport aux marées, d'ailleurs très irrégulières, de l'ordre du mètre, se distinguent :

- des bancs toujours immergés sous 0,50 m à 2 m d'eau, à boues et pellets (cf. ci-dessous § b, c) à gastéropodes et lamellibranches, à quelques herbiers de *Thalassia* et *Diplanthera* où vivent, fixés, de nombreux foraminifères (surtout des Pénéroplidés) et des ostracodes.

- de vastes étendues découvertes à marée basse près des îles, près de la côte proprement dite et sur les bancs les plus hauts. Ces platiers intertidaux (ou laisses), drainés par des petits chenaux de 50 cm de profondeur riches en Cérithes, sont essentiellement boueux ou à pellets - pellets mous ou durcis - (ci-dessous § b, c) et à quelques oolithes superficielles (§ d); ils sont tantôt couverts de tapis algaires et laminites algo-sédimentaires (§ II A) tantôt le lieu privilégié de la mangrove à *Avicennia marina* (ph. A, pl. I) ou simplement dénudés; dans ces deux derniers cas, une faune grouillante de crabes, de vers fouisseurs, de gastéropodes (surtout Cérithes) participe à la modification du sédiment : fabrication de pellets (coprolithes, boulettes buccales), de pistes, de terriers et monticules bouleversant la surface du sédiment (ph. B, pl. 1); si la plupart de ces structures sont détruites à chaque marée montante (par exemple, les pellets de crabes ne sont pas préservés), le résultat net est néanmoins une bioturbation intense.

b) Microfaciès des boues, vases et sédiments fins à pellets

En lame mince, il est possible de distinguer 5 microfaciès parmi ces sédiments fins :

– 3 sortes de boues de lagunes :

- une boue de structure cryptocristalline homogène : un tel microfaciès, équivalent d'une micrite au sens strict, semble rare;

- la plus courante présente une structure cryptocristalline dominante vaguement grumeleuse par endroits et comporte des foraminifères benthiques, surtout des Pénéroplidés, soit entiers, soit en débris et quelques pellets (= microgravelles) brunâtres : cf. ph. F, G, pl. 1;

- une autre boue est constituée de pellets mous (= grumeaux), cryptocristallins, subsphériques, plus ou moins tassés et donnant au microscope polarisant, après imprégnation de résine, la structure grumeleuse de L. Cayeux (1935, p. 271, fig. 67): elle est illustrée en partie ph. C, pl. 2; les foraminifères benthiques y sont nombreux : la liste en est donnée par Evans et al. (1973);

– l'une ou l'autre de ces boues constitue la matrice d'un 4ème sédiment, à pellets durcis abondants, qu'on peut appeler boue finement sableuse (ou vase, cf. Leclaire, 1968) et plus précisément : vase à pellets durcis (ph. C, pl. 2). C'est aussi la structure wackestone (à pellets) de Dunham (1962);

– le 5ème microfaciès observé est un sable fin exclusivement à pellets durcis (= microgravelles), certains présentant un film superficiel oolithique (ph. E, pl. 2).

Ces sédiments - boues, boues finement sableuses (= vases) et sables fins - contiennent en certains endroits des oolithes typiques à cortex épais : celles-ci proviennent de plages et de dunes des îles où elles ont été soufflées

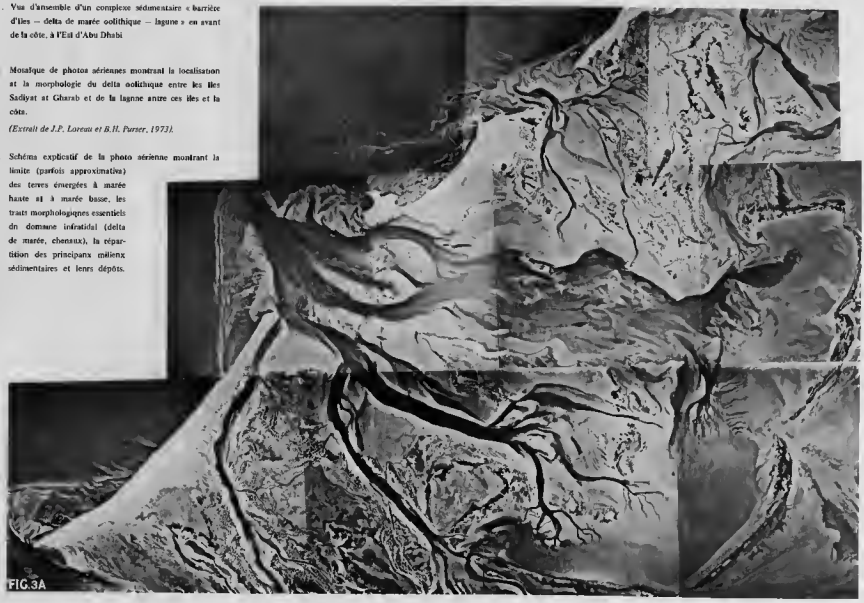
Source : MNHN, Paris

Fig 3 . Vue d'ensemble d'un complexe sédimentaire « barrière d'îles – delta de marée oolithique – lagune » en avant de la côte, à l'Est d'Abu Dhabi

A . Mosaïque de photos aériennes montrant la localisation et la morphologie du delta oolithique entre les îles Sadiyat at Gharab et de la lagune entre ces îles et la côte.

(Extrait de J.P. Loreau et B.H. Purser, 1973).

B . Schéma explicatif de la photo aérienne montrant la limite (parfois approximative) des terres émergées à marée haute et à marée basse, les traits morphologiques essentiels du domaine infratidal (delta de marée, chenaux), la répartition des principaux milieux sédimentaires et leurs dépôts.



Source : MNHN, Paris

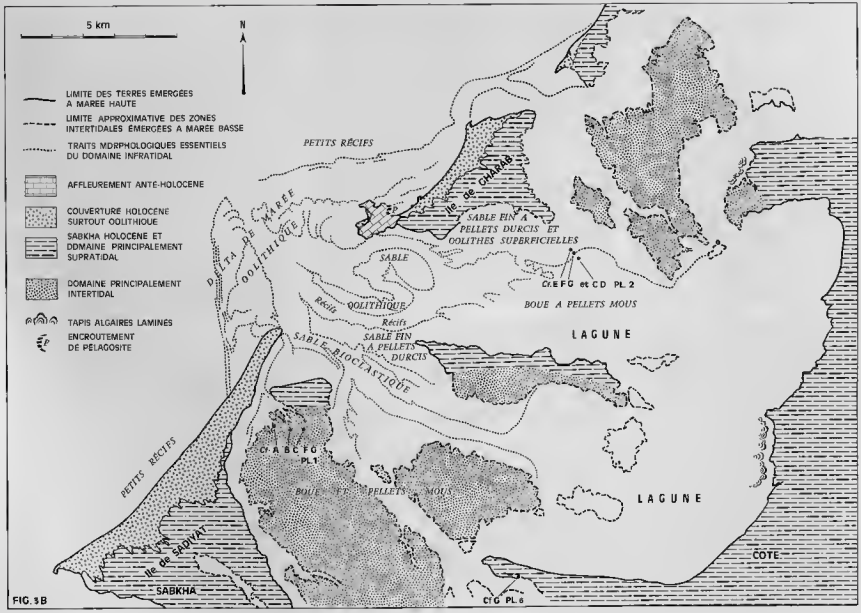


FIG. 3 B

Source : MNHN, Paris

par le vent puis sont tombées dans la lagune (cf. ch. II).

Par leur morphologie, leur couleur, leur structure, deux types de pellets (= microgravelles = pelotes = grumeaux) se différencient :

- des pellets allongés, cylindriques ou ovoïdes, de 0,5 à 1 mm de longueur et 200 à 300 μm de diamètre, hétérogènes, comportant de fins débris bioclastiques, relativement riches en matière organique comme en témoignent leur couleur brunâtre et leur coloration au bleu de méthylène. Tous les auteurs s'accordent pour les interpréter comme coprolithes. Dans des sédiments du centre du Golfe, on verra une curieuse exception (cf. § D, c);
- des pellets subsphériques de 50 à 250μm, cryptocristallins, à rares débris bioclastiques, de taille d'ailleurs importante pour le grain (entre 1/5 et 1/3 du diamètre), de couleur grise, relativement pauvres en matière organique.

En réalité, ces distinctions ne sont faciles que pour 10 à 20 % des pellets; entre ces 2 pôles, l'un constitué par des coprolithes, l'autre par des grains cryptocristallins indéterminés, tous les intermédiaires existent tels que grains sphériques brunâtres (ph. F, pl. 1), grains allongés cryptocristallins et gris (ph. E, pl. 2). Cette variabilité des pellets est encore accentuée du fait que tous peuvent être soit mous et mal individualisés, soit durcis et à limites nettes. Et, quand ils sont indurés, leur surface est selon les cas, mate ou polie et luisante.

c) Nanostructure des boues et des pellets; comparaison avec des dépôts de microperforations dans des pellets et cortex oolithiques.

1. Nanostructure : définition, méthode d'étude

L'étude au microscope photonique des boues et des pellets - et de toute structure où les cristaux sont de l'ordre du μm (ou moins) - est nécessairement limitée. Le microscope électronique à balayage (M.E.B.) permet d'observer la morphologie, la taille, les contacts, les orientations mutuelles de leurs particules élémentaires (et d'observer en général toute préparation adéquate, dans les limites du pouvoir séparateur de l'appareil); l'ensemble des caractères d'un objet relevant de l'observation directe à cette échelle a été appelé **nanostructure** de cet objet. Certes, la notion de structure est indépendante de l'échelle d'observation (Humbert, 1972) et on peut dire aussi bien la structure d'une boue (ou d'une micrite) tout comme on parlerait ailleurs de la structure d'un bassin ou de la structure cristalline de l'aragonite, ou encore de la structure d'une lamine du cortex d'une oolithe.

PLANCHE 1

Boues et vases de lagunes et comparaison de leur nanostructure avec celle d'autres dépôts, en particulier de microrilieux protégés

A : Lagune à palétuviers (*Avicennia marina*) à l'est d'Abu Dhabi (Golfe Persique). Au fond, l'île barrière avec dunes oolithiques séparant la lagune de la mer ouverte. Au premier plan, la boue aragonitique et les pneumatophores d'*Avicennia*.

B : Aspect de certaines parties du fond de la lagune riche en terriers de crabes.

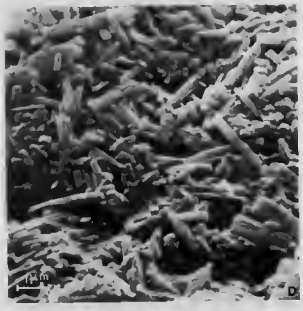
C : Boue aragonitique tapissant le fond de cette lagune : ici bâtonnets subhédraux ou anhédraux cylindriques, ayant en moyenne 1 à 4μm de longueur sur 0,2 à 0,5μm d'épaisseur. M.E.B., x 8000.

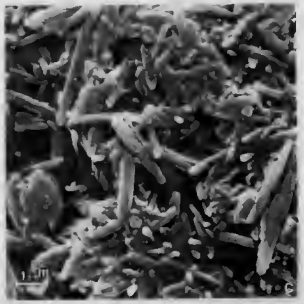
D : Pour comparaison, boue d'une lagune semblable des Bahamas (Ouest d'Andros) montrant le même type de nanostructure à nanocristaux émoussés anhédraux de 0,5 à 3μm de longueur sur 0,2 à 0,4μm d'épaisseur. M.E.B., x 8000.

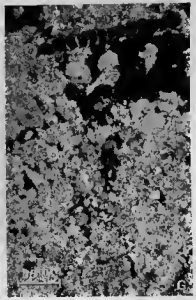
E : Pour comparaison, aiguilles subhédrales et euhédrales de microrilieu protégé : microperforation dans un pellet durci (provenant de la lagune étudiée à l'est d'Abu Dhabi, Golfe Persique). M.E.B., x 8000.

F, G : Microfaciès général du sédiment fin boueux de la lagune (ph. A) caractérisé par une structure cryptocristalline dominante, vaguement grumeleuse par endroits et comportant des foraminifères (surtout des Pénéroplidés) et des pellets; la plupart de ces pellets sont brunâtres en lumière polarisée non analysée (F) et cryptocristallins comme la matrice entre polariseurs croisés (G). Induration Norsodyne, lame mince, x 20.

Source : MNHN, Paris

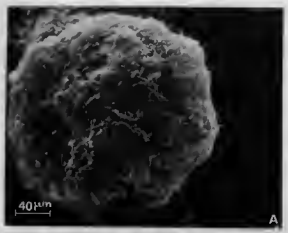


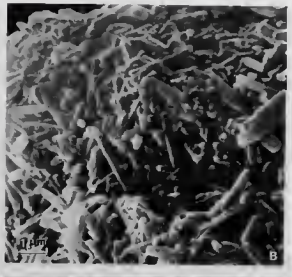


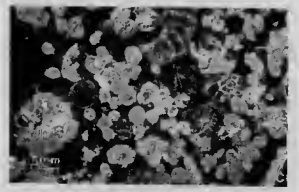


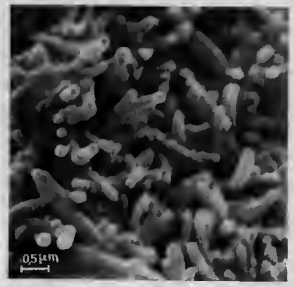
BIBL. DU MUSEUM PARIS

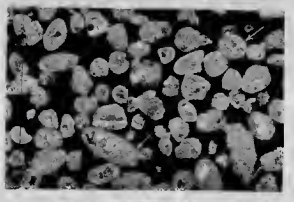
Source : MNHN, Paris

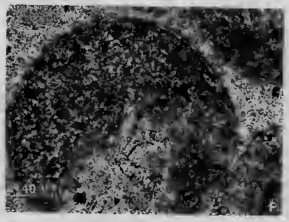


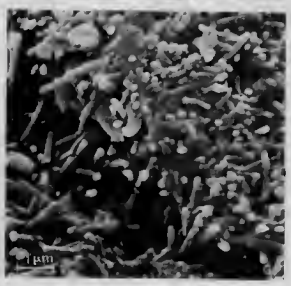












Source : MNHN, Paris

Dans ce dernier exemple, la définition de l'objet à l'intérieur d'un autre objet dont on étudie la structure (par des moyens adaptés à son échelle) devient fastidieuse : il est plus commode, comme le font simplement la plupart des auteurs, d'adjoindre par convention un préfixe au mot structure. Pour préciser par exemple que l'observation a été réalisée au microscope photonique, on dit microstructure; de même, il peut être commode d'utiliser pour les observations morphologiques au M.E.B. - dont le pouvoir séparateur est de quelques nanomètres (5 à 15) - le nom de nanostructure.

Pour établir une correspondance point par point entre les observations au microscope photonique et celles au M.E.B., une technique a été proposée (Loreau, 1972 b). Certaines précautions pour éviter des artéfacts sont discutées au chapitre II (§ III, B, a). On notera ici l'importance du nettoyage minutieux des prélèvements de sédiments et des fractures fraîches de débris bioclastiques pour obtenir des images de surface les plus nettes possible; on procède soit au pinceau à sec quand la taille des objets le permet, soit par des rinçages renouvelés à l'eau permutée additionnée de quelques gouttes d'hexamétaphosphate de sodium à 5 %; malheureusement, ces lavages entraînent des pertes de la fraction la plus fine des boues et font sous-estimer la fraction inférieure à 20μm; des micro-agrégats ou des orientations sur le support peuvent être provoqués au cours de la préparation. La plupart des échantillons de boues et sédiments fins ont donc été observés de deux manières : soit à sec, sans modification de structure et maintenus sur le portoir avec de la colle forte, soit après rinçages, montés dans une goutte d'alcool absolu sur une pastille de verre elle-même collée sur le portoir. La métallisation finale est obtenue par «évaporation» d'un alliage d'or-palladium chauffé fortement sous vide.

2. Nanostructure des boues et des pellets

Les photographies au M.E.B. des sédiments fins des lagunes mettent en évidence, pour 70 à 90 % de l'échantillon prélevé au hasard, un feutrage non tassé de bâtonnets ou «aiguilles» émoussés (ph. C, pl. 1). Ces particules élémentaires, anhédrales ou subhédrales, de 1 à 5μm de longueur sur 0,2 à 0,5μm d'épaisseur (la taille la plus

PLANCHE 2

Pellets mous, pellets indurés et pellets montrant un fin cortex oolithique : microfaciès et nanostructures

A : Vue d'ensemble d'un pellet induré provenant d'une lagune d'Abu Dhabi, à la limite inférieure de la zone intertidale. M.E.B., x 180.

B : Surface de ce pellet montrant une nanostrueture serrée de bâtonnets anhédraux ou subhédraux semblables à ceux des boues de la lagune voisine observées précédemment (cf. pl. 1). M.E.B., x 7500.

C : Sédiment provenant également d'une lagune d'Abu Dhabi mais dans une zone jamais émergée : microfaciès intermédiaire entre celui d'une boue (ph. F, G, pl. 1) et celui d'un sable à pellets indurés (ph. E ci-contre), le passage de faciès s'effectuant en 15 mètres à l'intérieur de cette lagune (fig. 3 B). Les foraminifères benthiques (surtout Pénéroplidés) sont nombreux; la plupart des pellets sont mous et leur tassement éventuel rend peu visibles leurs limites (cf. flèches). Inclusion Norsodyne, lame mince, lumière polarisée analysée, x 20.

D : Surface de pellet de ce sédiment montrant une nanostructure punctique (= non tassée) de bâtonnets anhédraux de 1 à 2μm sur 0,1 à 0,3μm, fréquemment d'orientation normale à la surface (= radiaire) et pointant à travers le feutrage de bâtonnets sous-jacents. Cette nanostructure n'est pas sans rappeler celle de la surface d'oolithes dans une dépression très protégée du delta voisin étudié (cf. ph. C, pl. 12). M.E.B., x 14500.

E : Sable à pellets durcis bien individualisés provenant de la même lagune, sur une ride à la limite supérieure de la zone intertidale et légèrement roulés par un faible ressac. Certains pellets (20 %) possèdent un mince film oolithique (flèche) et sont dits oolithes superficielles. Inclusion Norsodyne, lame mince, lumière polarisée analysée, x 20.

F : Détail d'un pellet durci montrant clairement l'existence d'un mince film oolithique externe (2-3μm). La ressemblance avec les oolithes superficielles de la lagune de Bimini est totale (cf. Bathurst, 1967, p. 97). Même préparation, lumière polarisée non analysée, x 220.

G : Surface d'une oolithe superficielle du sédiment précédent; une irrégularité de la surface montre la couche externe à nanostructure tassée (= serrée) statistiquement tangentielle alors qu'en dessous subsiste une nanostrueture punctique (= non tassée) sans orientation préférentielle ou légèrement radiaire proche de celle de la photo D. M.E.B., x 9000.

Source : MNHN, Paris

fréquente ayant entre 1 et 2μm) ont un rapport longueur/épaisseur compris entre 5 et 10 et ne présentent pas d'orientation préférentielle. Comme les boues comportent souvent des pellets (qu'on peut en effet repérer à faible grossissement s'ils sont relativement indurés), une telle observation implique que les nanostructures des deux types de sédiments sont indiscernables. Pour les 10 à 30 % restants, il s'agit clairement de débris, la plupart de foraminifères (ph. A, pl. 3), de rares diatomées et spicules d'éponges. Ces proportions ne tiennent pas compte de grains de quartz détritiques observés en frottis sur lame mince ni des débris végétaux de toutes tailles non étudiés à cette échelle. Quant à la seule fraction inférieure à 50μm, elle est constituée par 90 à 95% d'«aiguilles» émoussées.

La nanostructure des pellets individualisés (ph. A, pl. 2) apparaît bien comme un assemblage des mêmes particules que celles consécutives des boues (ph. B, pl. 2) et rien ne permet de distinguer les différents types de pellets observés au microscope photonique, en particulier les coprolithes certains. Cependant, leur surface présente des variations dans le tassement et l'orientation des cristallites.

A l'aspect mat vu à la loupe correspond une nanostructure **punctique** (c'est-à-dire non tassée, où les contacts entre «bâtonnets» aragonitiques se limitent à des points). L'orientation des particules élémentaires par rapport à la surface est le plus fréquemment au hasard (ph. B, pl. 2). Dans certains cas, elle est statistiquement radiaire (ph. D, pl. 2); une telle nanostructure appelle deux remarques :

- la disposition des cristallites pointant à travers le feutrage sous-jacent témoigne d'une deuxième génération de cristaux croissant *in situ*;
- la morphologie anhédrale, la taille de 1 à 2μm sur 0,1 à 0,3μm et cette orientation des cristallites sont comparables à celles observées à la surface d'oolithes (ph. C, pl. 12).

A l'aspect poli et luisant comme celui de nombreuses oolithes, correspond soit une nanostructure tassée (ph. G, pl. 2), soit une nanostructure tendant à la coalescence (comparables à celle des ph. B, pl. 12 ou ph. G, pl. 13).

Toutes ces observations sont valables pour les boues et les pellets d'autres lagunes et milieux protégés du Sud-Est du Golfe Persique visités tant à l'Est qu'à l'Ouest d'Abu Dhabi (fig. 3 et par exemple : ph. A, pl. 6). Ces sables à pellets couvrent d'ailleurs une surface importante des fonds de - 5 m à - 20 m devant les îles barrières, devant les deltas oolithiques et à l'Est de la Sabkha Matti (fig. 2), faisant place latéralement ou vers le centre du Golfe à des sables boueux bioclastiques (Wagner et Van Der Togt, 1973; § D, a, suivant). Des sédiments aragonitiques plus âgés ont la même nanostructure : une boue pleistocène prélevée par carottage dans le N-E du Golfe (campagne du Meteor, 1964-1965) et à 84% d'aragonite (cf. chap. V) est constituée par des aiguilles subhédrales de 1 à 3μm sur 0,1 à 0,3μm - observation confirmant les données d'Estéoule et al. (1970) -.

3. Comparaison avec des dépôts dans des microperforations de pellets et d'oolithes

La morphologie anhédrale, parfois subhédrale, des particules élémentaires de boues et des pellets est générale. Elle s'oppose nettement à la morphologie euhédrale des aiguilles ou des prismes se développant en micromilieu protégé tel que les perforations (algaires?) dans les pellets eux-mêmes (ph. E, pl. 1) ou dans des oolithes (ph. G, pl. 18). Dans la presque totalité des cas où les microcavités sont vides de leurs organismes perforants, les cristallites ont en effet des faces bien réalisées et des extrémités soit effilées soit tronquées. A cette différence importante, s'ajoute une variation mineure : la taille maximum des cristallites peut être plus grande dans les perforations (en rapport avec le diamètre de celles-ci). En revanche, sont rigoureusement identiques pour toutes les particules élémentaires des boues, pellets et remplissages de perforations : le rapport longueur/épaisseur compris entre 5 et 10, la taille la plus fréquente de 1 à 2μm et l'éventail des valeurs de cette taille (de 0,5 à 5μm) reflétant un classement plutôt moyen; (seuls les cristallites anhédraux orientés radiairement à la surface de certains pellets sont bien classés).

d) Passage continu et rapide d'une boue à des pellets et des pellets à des oolithes superficielles

Dans la lagune étudiée (fig. 3) on a pu observer en 15 m, depuis une profondeur de 2 m - 2,50 m jusqu'à un banc émergé à marée basse, le passage latéral rapide de trois faciès :

1. A une profondeur de 2 m - 2,50 m, le fond de la lagune (siège d'un herbier à *Thalassia* et *Diplanthera*)

Source MNHN, Paris

est tapissé par une boue à foraminifères et quelques pellets.

2. En se rapprochant du banc émergé, on trouve une boue constituée de pellets mous.

3. A proximité immédiate du banc émergé et sur le banc, le sédiment est un sable à pellets durcis. Environ 20 % de ces pellets durcis ont un mince film oolithique (ph. F, pl. 2).

Dans un même milieu protégé (où toutefois, dans le détail, l'agitation de l'eau, la profondeur, l'émersion peuvent jouer très légèrement), il est remarquable d'observer que la sédimentation aragonitique est aussi variée : depuis des boues jusqu'à des oolithes superficielles, les pellets mous et durcis représentant les intermédiaires aussi bien dans le milieu que dans la suite des structures de plus en plus agrégées.

e) Sur la présence de coccolithes dans les lagunes du S-E du Golfe Persique

Des coccolithes peuvent être observés dans des boues de lagunes ou agrégés dans des pellets ou encore piégés dans des tapis algaires (ph. F, pl. 6). Ce fait appelle deux remarques :

1. Déjà signalée ailleurs (Scholle et Kling, 1972), une telle présence de coccolithes dans une lagune, voire en zone intertidale, montre qu'ils ne signifient pas systématiquement un dépôt de mer ouverte relativement profond.

2. Étant donné leur rareté, leur présence ne doit pas conduire néanmoins à considérer les coccolithes comme source significative de calcaire dans ces milieux.

B. COMPARAISON AVEC LES SÉDIMENTS IDENTIQUES D'AUTRES PROVINCES CARBONATÉES

a) Boues d'une lagune de la côte ouest d'Andros (Bahamas)

L'observation d'échantillons des plates-formes des Bahamas confirme les données de Cloud (1962) et de nombreux autres auteurs : les «aiguilles» d'aragonite sont le principal constituant des sédiments fins du Grand Banc des Bahamas. Entre les boues des lagunes du Golfe Persique et celles d'une lagune aussi banale que représentative de la côte ouest d'Andros, la ressemblance est immédiate : même couleur grise à blanche, même microfaciès de micrite à quelques foraminifères et rares pellets, même nanostructure à baguettes anhédrales de 0,5 à 3μm de long (ph. D, pl. 1).

b) Pellets des sédiments des plates-formes bahamiennes

Les pellets observés dans le Golfe Persique ne montrent pas tous les types reconnus sur les plates-formes des Bahamas, en particulier les coprolithes certains, à structure interne, décrits par B. Meile (1971) et attribués à des crustacés. En revanche sont comparables les grains elliptiques allongés, de 600-800μm sur 200-300μm, cryptocristallins, à débris bioclastiques plus ou moins grands et nombreux, riches en matière organique (Meile, 1971). Leur forme et leur structure rendent très probable leur détermination en tant que pelote fécale (ou coprolithe) comme pour ceux, d'ailleurs rares, du Golfe Persique. Mais si l'organisme qui les produit principalement est connu aux Bahamas - un ver polychète *Armandia maculata fin* Cloud, 1962) - leur producteurs dans les sédiments du Golfe Persique sont plus hypothétiques. Seuls certains d'entre eux sont attribués à des Cérithes par Illing et al. (1965). Il ne faut d'ailleurs pas confondre ces pellets initialement aragonitiques avec des coprolithes organiques vaguement hélicoïdaux et secondairement calcifiés (cf. ph. F, pl. 35) tout à fait comparables aux coprolithes des lagunes des Touamotous (Trichet, 1967) et qui seront décrits plus loin (§ II).

Sont également communs aux sédiments du Golfe Persique et des Bahamas, des grains légèrement ovoïdes, subsphériques ou plus irréguliers de formes, cryptocristallins, plus petits que tous les pellets précédents : en moyenne 100μm, au maximum 400μm. Ils comportent généralement de rares débris bioclastiques (parfois un seul mais de taille importante par rapport à celle du grain) et la boue micritique semble agglomérée autour (Meile, 1971). Leur identification et leur genèse restent discutées.

L'aspect poli de pellets (comme celui de nombreuses oolithes) observé dans le Golfe Persique était déjà connu dans les sédiments des Bahamas (Cloud, 1962) tout comme les divers degrés d'induration.

Source : MNHN, Paris

Les rares pellets présents dans les boues de la lagune à l'ouest d'Andros montrent une nanostructure identique à celle de la boue (ph. D, pl. 1), comme ce qui est observé dans le Golfe Persique.

c) Boues de la Baie de Floride

L'examen au M.E.B. de plusieurs échantillons de boues provenant de la région étudiée par Stockman et al. (1967) fait apparaître des différences notables avec les sédiments étudiés précédemment :

1. S'il existe bien des «bâtonnets» allongés, émoussés, ils ne représentent que 20 à 40 % (au plus) du dépôt (ph. E, pl. 3).

2. Le sédiment est composé par un mélange de nanograins de 0,1-0,3 μm qui sont dominants et de «baguettes» anhédrales de 0,5 à 2μm à bouts émoussés ou de cristallites allongés, subhédraux, aux extrémités tronquées (ph. E, F, pl. 3); il existe aussi des grains plus grands constitués par ces mêmes particules élémentaires; la comparaison avec des débris de *Penicillus dumetosus* de même provenance (ph. D, pl. 3) montre que ces éléments de quelques μm ont toutes chances d'être des débris de cette algue non encore dissociés. L'étude de telles algues, axée sur la localisation anatomique et la nanostructure de la calcification pour connaître l'importance des «aiguilles» et évaluer cette source possible de sédiment, doit être reprise et fera l'objet du chapitre IV.

C. COMPARAISON AVEC LES DÉBRIS D'ORGANISMES ARAGONITIQUES

Dans les boues du centre du Golfe Persique, les Ptéropodes ne sont pas rares : *Cavolinia longirostris*, surtout *Creseis* sp. (présent également dans les sédiments peu profonds) mais aucun auteur n'a revendiqué les Ptéropodes comme producteurs d'aiguilles d'aragonite. Les organismes susceptibles de produire du sédiment aragonitique dans le S-E du Golfe sont peu variés en espèces mais se trouvent parfois en grand nombre : coraux, gastéropodes; on notera aussi comme source : tout ou partie des tests de Lamellibranches communs tels que *Spondylus*, *Chama*, *Arca*, *Pinna bicolor*, l'huître perlière *Pinctada*, des Bryozoaires localement abondants et des Algues Acétabulaires présentes sporadiquement.

PLANCHE 3

1) Nanostructure du cortex calcifié des Acétabulaires (*Acetabularia* sp., Trucial Coast, Golfe Persique)

A : Fragment du cortex d'*Acetabularia* sp. au niveau de l'axe dressé, montrant l'un des anneaux de cicatrices qui subsistent après la chute d'un verticille de filaments stériles (trichoblastes). Localisation (B) des photos suivantes. x 250.

B, C : Coupe transversale de ce cortex épais de 30 μm, de structure nanogrenue plus ou moins tassée. Les nanograins sont subsphériques de 0,1 à 0,3 μm, parfois plus grands et aplatis dans le sens du rayon, mais jamais sous forme de bâtonnets ou d'aiguilles allongées. x 1400, x 7000.

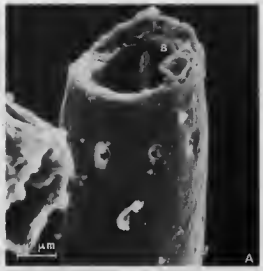
2) Nanostructures comparées des débris de *Penicillus* et des boues de la baie de Floride

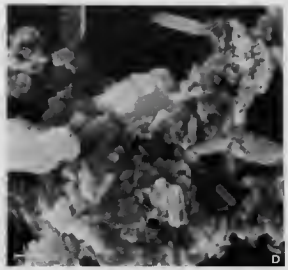
D : Débris de *P. dumetosus* (Baie de Floride) obtenus après attaque de l'algue à l'hypochlorite de sodium et rinçage sur filtre à l'eau déminéralisée : on voit un mélange de nanograins subsphériques de 0,1 à 0,3 μm et de nanocristaux anhédraux ou subhédraux allongés de 0,2-0,3 μm d'épaisseur sur 0,5 à 2 μm de longueur. Quelques débris plus grands ne sont pas encore dissociés en ces particules élémentaires qui les constituent. x 8000.

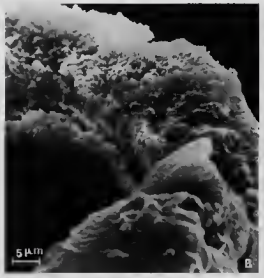
E, F : Boues de la Baie de Floride constituées par un mélange de nanograins de 0,1-0,3 μm et de nanocristaux anhédraux ou subhédraux allongés de 0,2-0,5 μm d'épaisseur sur 0,5 à 2 μm de longueur. x 8000, x 15000. Dans les débris de *Penicillus* et dans les boues de Floride, les proportions des deux types morphologiques semblent les mêmes mais les bâtonnets allongés ne représentent, dans les deux cas, que 20 à 40 % (au plus) du dépôt.

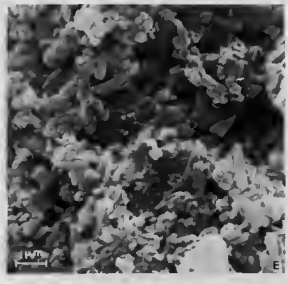
(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

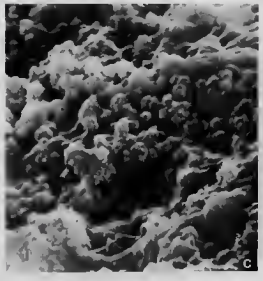
Source : MNHN, Paris

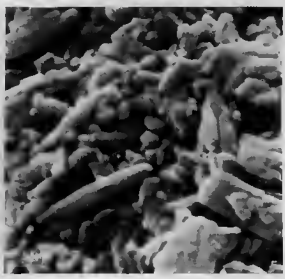






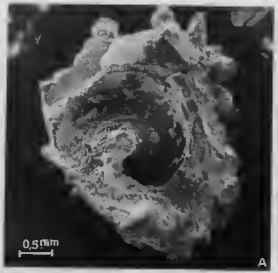


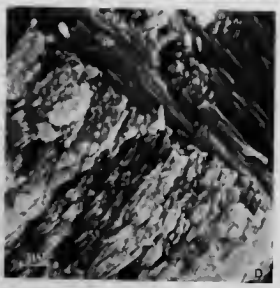


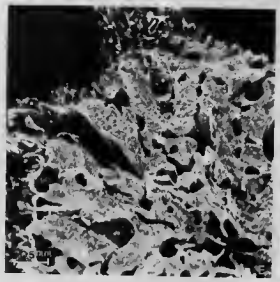


BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris







Source : MNHN, Paris

D'après leur nanostructure, les débris d'Acétabulaires - seules algues aragonitiques dans le Golfe Persique - ne peuvent donner des «aiguilles» émoussées (ph. C, pl. 3). La plupart des coraux aragonitiques sont constitués par des fibres de 10 à 50μm sur 0,5 à 5μm : morphologie et taille (ph. F, pl. 4), même après une fragmentation problématique tant l'assemblage est serré et cohérent, ne peuvent ressembler à celles des particules élémentaires des boues et pellets précédemment décrites. Les Cérithes, très nombreux dans les environnements de lagunes de la Trucial Coast, présentent une structure entrecroisée bien connue dont les lamelles de 5 à 10μm d'épaisseur sur plusieurs dizaines de μm dans les autres dimensions ne ressemblent pas à première vue aux particules des boues. Cependant, ces lamelles dites de premier ordre sont constituées par des lamelles (de deuxième ordre) de 5 à 10μm sur 0,2-0,3μm (ph. B, pl. 4) qui semblent pouvoir se fragmenter (d'après des expériences de passages aux ultrasons) en particules comparables à celles des boues (ph. D, pl. 4). Seules les analyses chimiques (chapitre V) permettront, en accord avec d'autres auteurs (Kinsman, 1969; Milliman, 1974), d'exclure cette origine possible des boues des lagunes.

Si d'autres organismes sont largement répandus et peuvent contribuer à produire du sédiment calcaire - comme des Foraminifères, des Ostracodes, des Algues Mélobésiées, des Échinidés - leur nature calcitique (plus ou moins magnésienne) les exclut comme fournisseur d'«aiguilles» aragonitiques, constituants essentiels des boues et des pellets. Il convient cependant de remarquer l'étonnante convergence de la morphologie des particules élémentaires des tests de Pénéroplidés (ph. B, pl. 5) avec celle des cristallites constituant les boues et les pellets. Cela souligne la nécessité de vérifier la nature des particules élémentaires du sédiment à la même échelle (chapitre VI).

Le microscope électronique à balayage a permis de décrire la fracture fraîche des débris de tests d'organismes récoltés (pl. 3 et 4). L'examen de débris d'algues, de cérithes, de coraux, de foraminifères, obtenus par broyage permet de penser que des éléments de 20μm peuvent être reconnus - la taille minimum variant d'ailleurs avec la finesse d'organisation d'une structure caractéristique -. La structure entrecroisée des cérithes est suffisamment typique pour permettre la détermination d'un fragment d'environ 10μm. La structure de la nacre en lamelles de 5 à 10μm sur 0,2-0,3μm, régulières, parallèles, parfois disposées en piles (Wise et Hay, 1968) permet de la reconnaître si le débris a près de 20μm. Mais dans les sédiments, la reconnaissance des fragments bioclastiques inférieurs à 50μm bute sur trois obstacles :

1. sur l'insuffisance actuelle de connaissance de la nanostructure des tests de chaque espèce calcifiée;

PLANCHE 4

Nanostructure de gastéropodes et de coraux

A : Fragment de cérithe provenant d'une lagune près de Jebel Dhanna. x 18.

B : Cassure au niveau de la columelle du fragment précédent montrant la structure entrecroisée caractéristique; celle-ci est constituée par des lamelles dites de premier ordre de 5 à 10 μm d'épaisseur sur plusieurs dizaines de microns dans les autres dimensions. x 1400.

C : Détail de la structure entrecroisée montrant deux lamelles de premier ordre constituées par des lamelles de deuxième ordre de 0,2-0,3 μm d'épaisseur et dont la fracturation peut conduire à des sortes de batonnets allongés de quelques μm de long. x 3500.

D : Détail de la fracturation des lamelles de deuxième ordre soulevant le problème d'une source possible des boues à partir des sables bioclastiques à cérithes. Fragment soumis aux ultra-sons pendant une minute. x 7000.

E : Fragment de polypier *(Acropora)* provenant d'un sable récifal au Nord de l'île de Yas. x 18.

F : Cassure du débris de corail précédent montrant des cristaux d'aragonite allongés (de 10 à 20 μm sur 0,5 μm), groupés en faisceaux. Leur fracturation peut fournir de fins débris dans les sédiments associés aux récifs ou dans des milieux proches; il sera discuté si on doit les considérer comme source possible des boues, compte tenu de la morphologie et de la taille de ces particules élémentaires comparées à celles des boues. x 1700.

(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

Source : MNHN, Paris

2. sur la convergence de nanostructures
- de certains mollusques et de coraux (en groupements aciculaires radiaires, de 10 à quelques dizaines de μm),
- de certaines algues avec des micro-agrégats (constitués par des bâtonnets émoussés de 1 à 4μm);

3. surtout sur le fait que les contours des débris sont émoussés et que leurs surfaces apparaissent systématiquement empâtées ou altérées ou granuleuses (ph. D, E, F, pl. 5). C'est le résultat probable d'une usure ou d'une légère dissolution ou d'un enrobage (de mucus?) masquant les caractères nécessaires à la détermination.

De telles limitations atténuent l'optimisme qui laissait espérer l'analyse de la fraction boueuse des carbonates aussi facile et aussi rapide au microscope électronique à balayage que celle de la fraction sableuse à la loupe. Tout au plus on peut distinguer :

- des débris franchement reconnaissables : ph. A, B, pl. 5;
- des éléments à contours nets, géométriques (ph. C, pl. 5) dont les particules élémentaires sont très irrégulières mais toutes semblables (ph. D en bas, pl. 5) ou bien s'ordonnent, serrées et parallèles entre elles (même photo, à droite); de telles nanostructures sont suffisamment organisées pour les attribuer le plus souvent à des débris bioclastiques sans que leur identification spécifique soit toutefois possible;
- des éléments (ou des micro-agrégats?) de structure nanogrenue, mal définie, sans orientations repérables (ph. E, F, pl. 5) et qui semblent complètement indéterminables par la seule observation directe.

D. COMPARAISON AVEC DES BOUES ET SÉDIMENTS FINS DU GOLFE PERSIQUE EN MER OUVERTE OU PLUS PROFONDE

a) Nature des sédiments hors des lagunes et objet de la comparaison

Plus de 200 échantillons ont été prélevés dans des lagunes, le long des plages jusque dans la zone infratidale, sur un delta oolithique et son environnement latéral; 17 dragages ont également été sélectionnés sur deux lignes approximativement Sud-Nord depuis la côte jusqu'à l'axe profond du Golfe (cf. II et III sur fig. 2). Tous ces

PLANCHE 5

Comparaison de boues de divers milieux du Golfe Persique

A : Boue de lagune (Est d'Abu Dhabi, cf. fig. 2 et 3 et planche 1) essentiellement constituée par des «aiguilles» (cf. ph. C, pl. 1), quelques pellets mous et débris de tests d'organismes, surtout des foraminifères (B). x 170.

B : Cassure du test de Foraminifère précédent montrant une nanostructure punctique à serrée de baguettes anhédrales de 1-1,5μm sur 0,2μm. La convergence de la morphologie des particules élémentaires - ici calcitiques - avec celles des boues, des pellets ou des oolithes, est remarquable. x 8000.

C, D : Boue du Grand Banc des Perles à la limite externe de Khor al Bazam (cf. fig. 2) prélevée à 12 m de profondeur et 22 km de la côte d'Abu Dhabi. Elle est essentiellement constituée par des éléments inférieurs à 50μm, d'origine bioclastique pour la plupart. De rares coccolithes et débris de diatomées sont présents (ph. D). x 800 et x 3500.

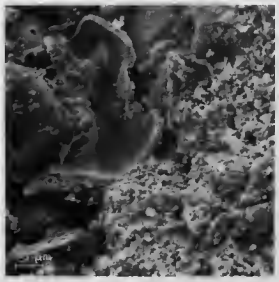
E : Boue provenant du haut fond de Bu-Tini (cf. fig. 2), côté sous le vent, à 1,50 m de profondeur; elle comporte en majorité des nanograins et des nanocristaux plus ou moins allongés, anhédraux, vraisemblablement aragonitiques d'après leur morphologie et la teneur en aragonite de 78 % dosée par ailleurs par diffraction des rayons X. x 4000.

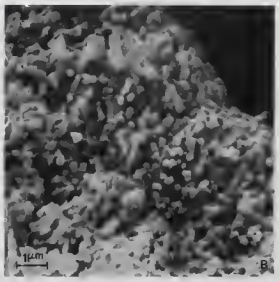
F : Boue provenant du centre du Golfe (cf. fig. 2) entre l'homocline arabique et l'axe du bassin, à - 55 m. Elle est composée par des particules de morphologies diverses (et de natures diverses d'après les diffractogrammes de rayons X) soit libres (microcristaux d'argile, rares baguettes d'aragonite), soit agrégées en éléments non déterminables ou attribués pour partie à des débris bioclastiques. Les coccolithes - ici *Gephyrocapsa oceanica** - peuvent constituer jusqu'à 10 % du sédiment. x 4000.

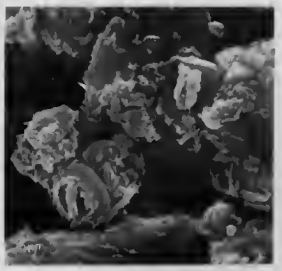
(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

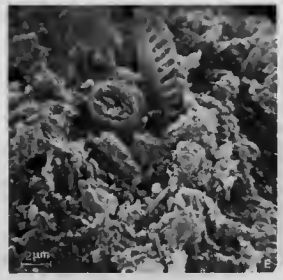
* Détermination M. Clocchiatti.

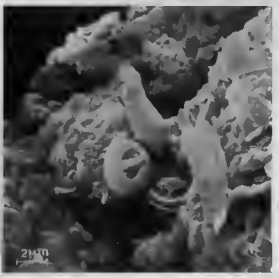
Source : MNHN, Paris











BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

sédiments peuvent être regroupés en huit faciès principaux énumérés dans le tableau 6 a et situés sur un profil schématique portant les traits morphologiques importants décrits par Kassler (1973). A la suite des travaux de Wagner et Van der Togt (1973), Purser (1973), Purser et Evans (1973), on peut distinguer les grands domaines morphologiques et sédimentaires dans le S-E du Golfe tels qu'ils sont répertoriés dans le même tableau ci-après.

Liste des principaux faciès sédimentaires	Les grands domaines morphologiques et sédimentaires
1. Des boues et des vases (boues finement sableuses) à pellets et foraminifères benthiques	α. Une série de lagunes à l'Est et à l'Ouest d'Abu Dhabi, Khor Al Bazam, et des lagunes situées sur les hauts fonds à l'abri des levées au vent
2. Des sables fins à pellets	β. Une barrière d'îles proches de la côte Sud
3. Des sables propres oolithiques	γ. Un domaine littoral de mer ouverte (par exemple: Nord de la Sabkha Matti et le rivage au vent des îles)
3'. Des sables propres bioclastiques (soit à Mollusques soit coralliens soit à Mélobésiées) parfois cimentés (grès de plage, fond durci)	δ. Le vaste domaine de l' "Homocline" schématiquement divisé en 3 zones : δ^1. Zone proximale peu profonde, généralement inférieure à 20 m δ^2. Zone de hauts fonds (à la limite de l'émersion) et d'îles, située à 50 km de la côte (Grand Banc des Perles, Bu Tini par exemple) δ^3. Zone distale peu profonde, inférieure à 40 m
4. Des encroûtements (pélagosite, travertins marins)	ε. Le domaine axial (bassin occidental, bassin central) de -40 à -100 m
5. Des récifs vivants, "en taches" ou en petites barrières	
6. Des sables boueux bioclastiques	
7. Des vases (boues sableuses) à Lamellibranches	

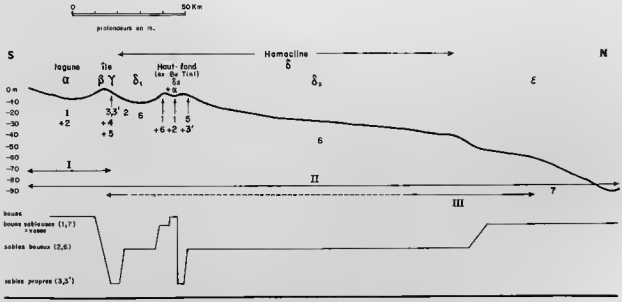


Tableau 6 a : Répartition des sédiments sur un profil synthétique S-N dans le S-E du Golfe Persique (voir localisation des profils sur carte, fig. 2)

En dehors des lagunes, les boues et les vases ne sont communes que dans le domaine axial le plus profond du Golfe. Les sables fins à pellets constituent une part des sédiments des lagunes et sont présents sur l'«Homocline» proximal, latéralement aux sables oolithiques. Les sables propres (= grainstones) semblent limités à des sables bioclastiques littoraux (à Lamellibranches surtout et à Mélobésiées) le long de la côte de la Sabkha Matti

Source : MNHN, Paris

(fig. 2) et à des sables oolithiques (cf. chap. II et fig. 4). Finalement, la plupart des sédiments qui se déposent sur l'«Homocline arabe» sont des sables boueux. L'objet de l'analyse est ici la fraction boueuse de ces sédiments qu'il est intéressant de comparer à la boue des lagunes.

b) Évaluation de la fraction boueuse des sédiments de mer ouverte du Golfe Persique et nanostructure comparée à celle des boues de lagunes

Vingt échantillons représentatifs des sédiments boueux rencontrés ont été lavés sur filtre, séchés, pesés puis tamisés sous l'eau pour séparer les six fractions suivantes :

	I	> 1 mm
1 mm	> II	> 500 μm
500 μm	> III	> 250 μm
250 μm	> IV	> 100 μm
100 μm	> V	> 50 μm
50 μm	> VI	(récupérée après décantation et séchage)

Les pourcentages de chaque fraction (en poids sec par rapport à l'échantillon total) ont été portés sur le tableau 6 b.

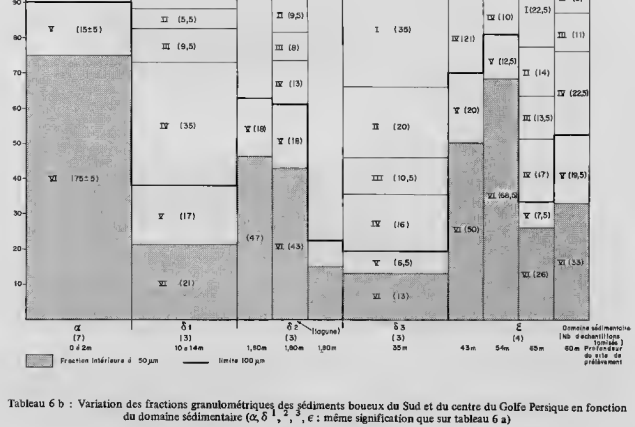


Tableau 6 b : Variation des fractions granulométriques des sédiments boueux du Sud et du centre du Golfe Persique en fonction du domaine sédimentaire ($\alpha, \delta_1, \delta_2, \delta_3, \varepsilon$: même signification que sur tableau 6 a)

Source : MNHN, Paris

	α			δ^1			α^2			δ^3			ϵ			Domaine sédimentaire (1)
	a	b	c	a	b	c	a	b	c	e	b	c	e	b	c	Pourcentages (et variations possibles)
"Aiguilles" émoussées de 1-4µm (2) libres ou agrégées (3)	90-95	90-95	60 à 75 (+ 10 à 15 constituant des éléments > 50 µm)	1(1-2)	1	traces	30(20-40)	32	15	1-2	2	traces	1-2	1-2	traces	a) des composants dans l'ensemble de la fraction inférieure à 50 µm
Débris bioclastiques																b) des composants de la seule phase calcaire de cette fraction
- divers (4)	1-5	2-10	1-8	60 (50-60)	62	12	20(15-25)	26	10	10	16	2	7(5-10)	10	4	
- foraminifères	1-5						5(5-10)		3							
- coccolithes	traces	traces	traces	5(1-20)	6	1-10 voire 30 (4)	1-5	3	2	20	33	3(2-5)	20(15-30)	30	12	c) des composants dans l'ensemble de l'échantillon compte tenu de la valeur de la fraction inférieure à 50 µm (cf. tableau 6 b)
- diatomées	0,5		0,5	1(1-2)		traces	1-5		2	1		traces	1		traces	
- spicules d'éponges	0,5															
Eléments non déterminables (5)	0-2	0-2	traces	30(20-40)	32	6	40(30-50)	40	20	30	50	4	40(30-50)	58	25	
Argiles (et petits quartz) (6)	2 (petits quartz)			?						40		5(5-10)	30(25-35)		20	
Matière organique	? (7)			= 5(7)		?										
			75 (70-80)	exceptionnellement 40		20			52 (40-55)			14 (12-30)	exceptionnellement <30		45-75	d) de la fraction dans l'échantillon total
	ph. C, pl. 1 ph. B,D,G, pl. 2 ph. A, pl. 3			ph. C, pl. 3			ph. E, pl. 3						Ph. F, pl. 3			Figuration

(1) même signification que sur tableau 6a, sauf α^2 : lagune et milieu sous le vent des hauts fonds (δ^2) ; Bu Tinl par exemple ; le bordure au vent des hauts fonds (δ^2) est un milieu où le sable bioclastique à débris de coraux et d'algues dominants est presque propre.

(2) cf. § 1 A c, 2.

(3) constituent des pellets ou des micro-agrégats (naturels ou artéfacts de préparation).

(4) au moins reconnaissables en tant que débris bioclastiques sens que le détermination spécifique soit possible (cf. § 1 C).

(5) éléments constitués par des particules irrégulières, émoussées, parfois nanogrenues, et sans orientation préférentielle qui indiquerait une structure organisée.

(6) d'après l'observation directe en frottis et sur photographies au M.e.B. (vérifiée dens ce cas pour l'identification du Si par spectrométrie d'énergie des rayons X, couplée au M.e.B.).

(7) difficile à exprimer : recouvre le plus souvent des éléments calcaires sous forme de mince film (de mucus ?) desséché. Sont observables aussi des débris attribués à des restes de végétaux. L'ensemble des phases détritiques et organiques sera surtout estimé (en retour) d'après le dosage de $CaCO_3$ (chap. V et chap. VII).

(8) 30% maximum et non 70% comme l'ont estimé Hugues Clarke et Kelj (1973, p. 50).

Tableau 6 c : Composition de la fraction inférieure à 50 µm des sédiments boueux du S-E du Golfe Persique et place de ces composants dans le sédiment total

Source : MNHN, Paris

Les fractions I à V, observées à la loupe et, certaines, au microscope polarisant en lame mince aprés inclusion, se révèlent essentiellement bioclastiques. Dans le domaine proximal de l'homocline (δ^1), il s'agit de la classique association Foraminifères - Mollusques (surtout Lamellibranches). Sur la bordure au vent des hauts fonds (δ^2), les débris coralliens sont nombreux. Dans le domaine distal de l'homocline (δ^3) et plus nettement au centre du bassin (ϵ), des pellets (décrits en § suivant), des agrégats et des oolithes sont associés aux débris bioclastiques aussi bien benthogènes (Lamellibranches, Gastéropodes, Echinodermes, Miliolidés) que planctogènes - Ptéropodes (*Cavolinia*, surtout *Cereis*), Globigérinidés, Orbulinidés, Globorotalidés (dans le centre Est du Golfe) - dans certains cas les grains inorganiques, y compris les oolithes, peuvent constituer seuls la fraction sableuse; de 10 à 20 % des grains (bioclastiques benthogènes ou inorganiques) sont noircis; des pellets et des oolithes noircis ont déjà été notés par Sugden (1966) qui attribue cette couleur à une imprégnation d'hydrotroïlite (cf. aussi chap. II, § 1 C).

La fraction VI inférieure à 50μm a été examinée au M.E.B. et en frottis sur lame mince au microscope polarisant; les divers constituants et leurs proportions ont été estimés en tenant compte des surfaces respectives occupées sur les photos au M.E.B. et par référence à des frottis étalonnés au compteur de points. Les différences de composition en fonction du domaine sédimentaire ont été portées sur le tableau 6 c.

Seuls les boues de lagunes et sédiments à pellets proches de la Trucial Coast sont constitués en majorité par des «aiguilles» émoussées d'aragonite. La même fraction des sédiments des lagunes et des milieux sous le vent des hauts fonds n'en comporte que 20 à 40 %. L'absence ou l'extrême rareté de ces «aiguilles», l'abondance de débris bioclastiques et d'éléments non déterminables, la présence plus ou moins importante de coccolithes (cf. tableau 6 c) caractérisent la fraction boueuse des sédiments du S-E du Golfe Persique. D'autre part, et cela est déja connu, au fur et à mesure que l'on se rapproche du centre et du Nord du Bassin, la teneur en argiles augmente.

c) Un cas particulier de pellets : moulages internes d'ostracodes.

Dans des sédiments bioclastiques boueux de l'homocline distal et du centre du Golfe, les fractions 500-250μm et 250-100μm contiennent en abondance des pellets allongés, ovoïdes, dont la morphologie évoque des coprolithes. En réalité, sur 10 à 20 % d'entre eux, des valves d'ostracodes encore en place ou en voie de décollement les enveloppent presque totalement : ces pellets sont des moulages internes d'ostracodes. Certains présentent

PLANCHE 6

Nanostructure des laminites algo-sédimentaires

A : Chenal émergé dans la zone intertidale d'une lagune à paléotuviers à l'ouest d'Abu Dhabi (Golfe Persique). Sa section montre des structures horizontales finement laminées de la famille des stromatolithes.

B : Détail de l'alternance des lamines sombres (tapis algaires) et blanches (essentiellement carbonatées). Localisation (C, D) des prélèvements photographiés en C et D.

C : Dans une lamine blanche ne contenant pas ou peu de matière organique, la nanostructure à «aiguilles» et bâtonnets anhédraux ou subhédraux est identique à celle des boues de la lagune. M.E.B., x 7500.

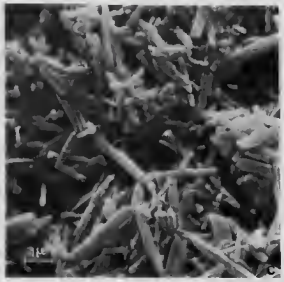
D : Dans une lamine sombre, riche en matière organique, de la même laminite algo-sédimentaire (ph. B), la structure nanogrenue est dominante. Les nanograins subsphériques ont 0,1 à 0,6μm de diamètre. M.E.B., x 7500.

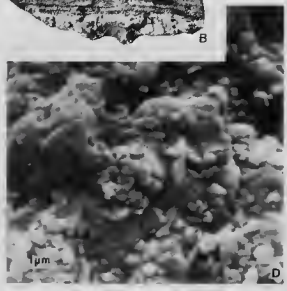
E : Autre lamine sombre : la structure nanogrenue est dominante; l'apparente fracturation des rares bâtonnets est en réalité un amalgame de nanograins sur des bâtonnets. M.E.B., x 15000.

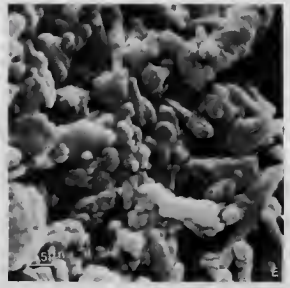
F : Coccolithe piégé dans une laminite algo-sédimentaire; d'après M. Clocchiatti, il s'agit de *Gephyrocapsa oceanica* en voie de dissolution et mal conservé. M.E.B., x 16000.

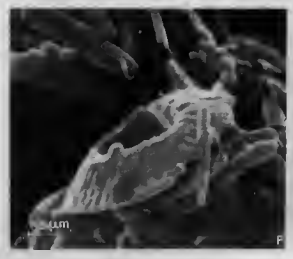
G : Tapis algaire légèrement calcifié, en voie de dessication au sommet de la zone intertidale d'une lagune à l'est d'Abu Dhabi (Golfe Persique).

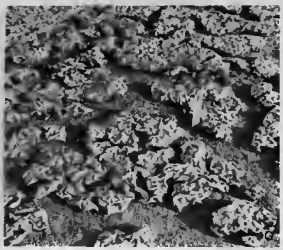
Source : MNHN, Paris





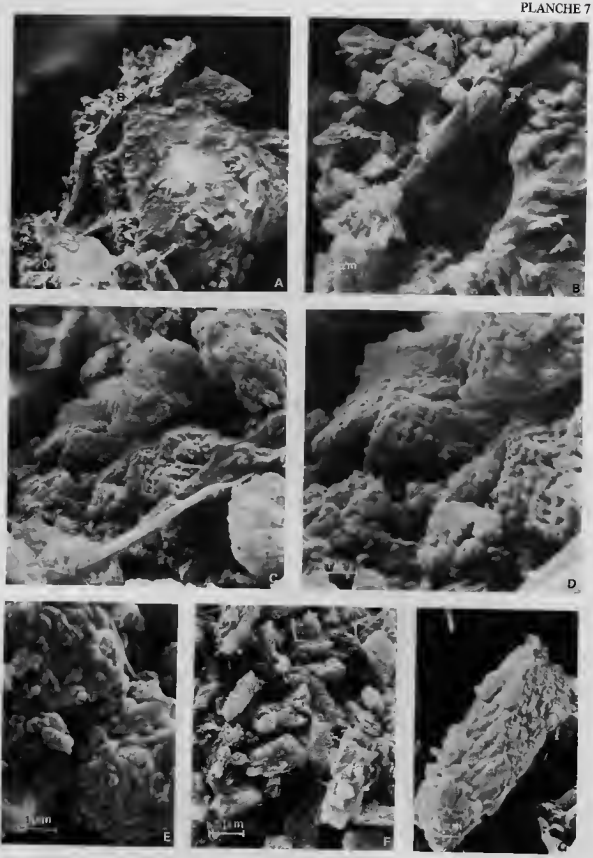






BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

un fin bourrelet longitudinal correspondant à l'ancienne limite des valves légèrement ouvertes qui les ont moulés. Leur nanostructure est absolument identique à celle de la fraction inférieure à 50μm formée par l'association de débris bioclastiques, d'éléments non déterminables, de coccolithes et de lamelles d'argile.

II. - DÉPÔTS ARAGONITIQUES EN RELATION DE SUPPORT A SUPPORTÉ AVEC DE LA MATIÈRE ORGANIQUE NON MATRICIELLE OU EN PRÉSENCE ÉVIDENTE DE MATIÈRE ORGANIQUE

A. LAMINITES ALGO-SÉDIMENTAIRES DU GOLFE PERSIQUE

a) Définition et localisation

Bien connus grâce aux travaux de Kendall et Skipwith (1968), Park (1976), Kinsman et Park (1976), ces sédiments caractéristiques de la zone intertidale (cf. fig. 3 B) appartiennent à la famille des stromatolithes. Repérables sur le terrain par leur couleur le plus souvent noirâtre (fig. 3 A), ils révèlent en coupe une structure laminée (ph. A, pl. 6). Il ne s'agit pas d'une construction algaire ayant une croissance rythmée et qui serait ultérieurement calcifiée, mais d'une alternance de fins tapis algaires et de lamines blanches boueuses (ph. B, pl. 6). Pour cette raison, ce ne sont pas des stromatolithes au sens strict mais des laminites algo-sédimentaires, appellation synonyme des «sédiments algo-laminaires» ou «cryptalgal laminites» de Monty (1973, 1976). Quand leur surface se dessèche, elle prend souvent l'aspect de cuir ou bien se craquelle, se décolle (ph. G, pl. 6) et par fragments en voie de calcification (ou non) peut se resédimenter latéralement.

b) Nanostructure des lamines : distinction entre phase aragonitique piégée et phase aragonitique formée in situ.

Avec la pointe d'une aiguille, on peut prélever chaque type de lamine pour observer leur nanostructure au microscope électronique à balayage. Les lamines blanches, très pauvres en matière organique, sont constituées

PLANCHE 7

Dépôt aragonitique sur substrat organique (algaire)

A : Fraction de l'échantillon montrant la matière organique en forme de lame plus ou moins desséchée, rigide, cassante et - au dessus - le dépôt carbonaté apparaissant comme les grains d'une poudre. Localisation de la photo suivante (B). Échantillon J. Trichet provenant d'une lagune des Touamotous. x 500.

B : Détail de la photo précédente montrant en haut, à gauche, la matière organique supportant des grains aragonitiques subhédraux de 3 à 6μm de dimension et en bas, à droite, une sorte de mucus noyant le dépôt. x 2000.

C : Plus fort grandissement montrant l'ensemble des grains d'aragonite soit anhédraux, soit subhédraux mais apparemment polycristallins et, au premier plan, la trace de voile de mucus. x 5000.

D : Détail des grains d'aragonite eux-même constitués par un assemblage compact de nanograins subsphériques de 0,2μm en moyenne et dont les limites sont semblables à des faces cristallines. x 10000.

E : Structure nanogrenue du dépôt d'aragonite. x 10000.

F : Autre aspect des grains d'aragonite de plusieurs microns, de morphologie pseudocristalline subhédrale voire euhédrale. x 1800.

G : Cristal de cristaux? Assemblage de particules anhédrales soit subsphériques (de 0,25μm) soit allongées (de 0,5 à 1μm de long sur 0,2 à 0,4μm d'épaisseur), donnant un grain plus grand de 8μm sur 3μm environ avec des limites planes et des arêtes comme un cristal. x 7000.

(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

Source : MNHN, Paris

essentiellement par des «aiguilles» ou bâtonnets émoussés de 0,2-0,5μm sur 1 à 5μm de long, sans orientation préférentielle (ph. C, pl. 6) : c'est-à-dire qu'elles ont même nanostructure que la boue de la lagune. Ce n'est pas surprenant puisque tous les auteurs s'accordent à considérer ces lamines blanches comme un apport de boues au cours de violentes tempêtes, recouvrant les tapis algaires qui se développent à nouveau. La mise en évidence de coccolithes ainsi piégés (ph. F, pl. 6) en serait - si besoin était - une preuve supplémentaire. Une fois enfouis, ces tapis algaires finissent par se décomposer et forment des couches riches en matière organique contenant néanmoins une phase carbonatée aragonitique (cf. chap. V). Bien que des aiguilles soient présentes, l'aragonite de ces lamines sombres apparaît avant tout sous la forme de nanograins subsphériques de 0,1 à 0,6μm de diamètre, les plus fréquents ayant 0,25μm, les plus gros (d'aspect morulaire) étant composés par des grains plus petits (ph. D, E, pl. 6). Une telle structure est dite nanogrenue (Loreau 1971, 1973); dans les laminites algo-sédimentaires, alors qu'elle est accidentelle dans les lamines blanches, elle constitue systématiquement 90 % environ de la phase aragonitique des lamines sombres : elle est liée ici à la présence de matière organique au sein de laquelle elle se développe.

B. DÉPOT SUR SUBSTRAT ALGAIRE DANS DES MILIEUX LAGUNAIRES DES TOUAMOTOUS

Le propos est de préciser ici la nanostructure de dépôts déjà étudiés par Trichet (1967) et provenant de «mares adossées aux cordons littoraux qui ceinturent les atolls de l'archipel des Touamotous». Dans ces lagunes miniatures se forment à la surface de l'eau des voiles d'algues bleues qui se déposent au fond en cas de sécheresse et sont le siège d'un dépôt d'aragonite.

De l'observation au microscope photonique et au M.E.B. :

- le substrat organique se révèle davantage fait de voiles muqueux plus ou moins desséchés que de filaments organisés (ph. A, B, pl. 7). Le «tapis» algaire comme dans le Golfe Persique se modifie à la mort des algues (sans rapport avec le mode de préparation de l'échantillon);
- le dépôt d'aragonite s'avère constitué par des éléments de 2 à 10μm, de morphologie pseudo-cristalline subhédrale, voire euhédrale (ph. B, F, G, pl. 7);
- il apparaît surtout que ces pseudocristaux précipités sur le substrat organique ont eux-mêmes une structure nanogrenue - assemblage compact de nanograins subsphériques de 0,2μm en moyenne - (ph. C, D, E, pl. 7).

PLANCHE 8

Coprolithes en voie de lithification

A : Coprolithe de ver provenant d'une lagune des Touamotous. (échantillon J. Trichet). Vue d'ensemble. x 35.

B : Même coprolithe montrant la structure hélicoïdale de la matière organique. Localisation de la photo C. M.E.B., x 70.

C : Vue de profil de ce coprolithe au bord d'un tour de l'hélice montrant le rapport de support à supporté entre la matière organique (1) et le dépôt aragonitique (2). x 900.

D : Vue de dessus du coprolithe, partie postérieure. Localisation des photos E et F. x 160.

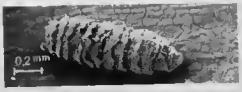
E : Dépôt aragonitique à la surface d'un tour de l'hélice montrant une structure nanogrenue à nanograins anhédraux, de 0,2 à 0,6μm, les plus grands semblant eux-mêmes constitués par des plus petits et prenant une structure de type «morula». x 900.

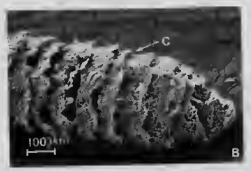
F : Extrême bord d'un tour de l'hélice montrant la matière organique en forme de feuillets et en surface le dépôt aragonitique nanogrenu parfois recouvert d'une sorte de mucus. x 7500.

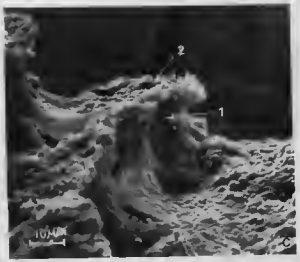
G : Dépôt aragonitique à la surface du coprolithe, localisé légèrement à gauche de l'observation F et montrant la structure nanogrenue typique de nanograins subsphériques de 0,1 à 0,6μm, les plus grands semblant eux-mêmes constitués de plus petits et parfois emballés dans une sorte de mucus. x 8000.

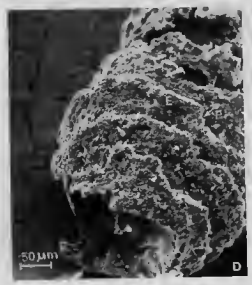
(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

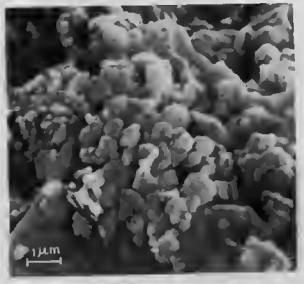
Source : MNHN, Paris

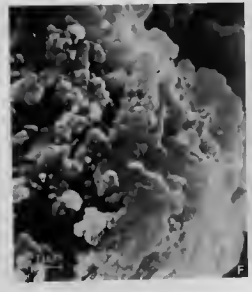


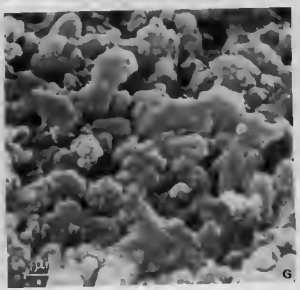






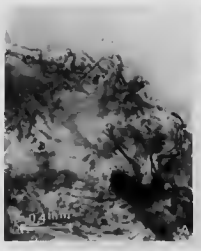


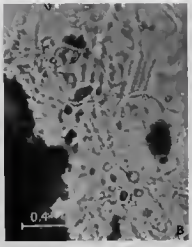


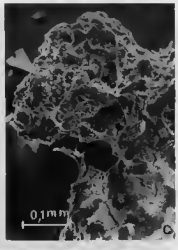


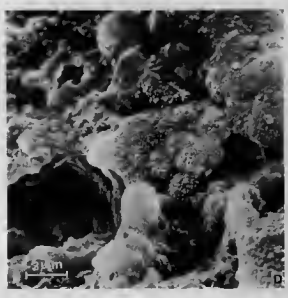
BIBL. DU MUSEUM PARIS

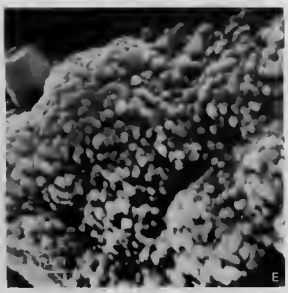
Source : MNHN, Paris

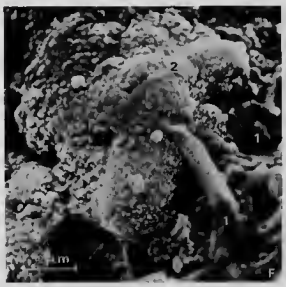


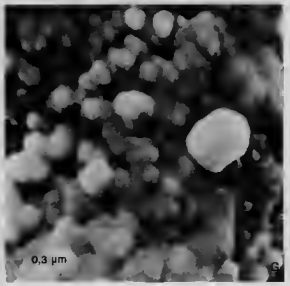












Source : MNHN, Paris

C. CALCIFICATION DE CDPRDLITHES DANS DES MILIEUX LAGUNAIRES DES TDUAMOTDUS

Dans les mêmes mares mentionnées précédemment, et si le niveau de l'eau est suffisant, vivent de nombreux invertébrés (vers, gastéropodes) se nourrissant principalement du voile d'algues. Ils produisent du même coup une grande quantité de coprolithes qui se calcifie postérieurement (d'après Trichet, 1967). Leur calcification (ici de l'aragonite) a été observée au M.E.B. (cf. pl. 8). A nouveau, dans un rapport de support à supporté entre la matière organique et le dépôt aragonitique (ph. C, pl. 8), l'aragonitite présente une structure nanogrenue (ph. E, F, G, pl. 8).

D. DÉPDT *IN VITRO* AU SEIN D'UN FEUTRAGE D'ALGUES BLEUES

On a complété les examens de précipités aragonitiques en relation avec de la matière organique par celui d'un dépôt *in vitro* obtenu au cours d'une expérience dont l'idée revient à Trichet. Dans un ballon contenant de l'eau du robinet (riche en Ca^{++} ! cf. chap. V) on place des Rivulaires. Elles se reproduisent, certaines meurent, des Bactéries sont également présentes : l'ensemble forme un amas de matière organique à moitié vivante, à moitié en voie de décomposition - et donnant un mucus - (ph. A, B, pl. 9); au bout de quelques mois on y constate un dépôt d'aragonite sous forme de microgravelles (ph. C, pl. 9) dont la structure est typiquement nanogrenue (ph. D, E, F, pl. 9).

Il est intéressant de noter que cette même nanostructure existe dans les oolithes, précisément dans les lamines cryptocristallines riches en matière organique diffuse (cf. chap. II).

CONCLUSION

1. Il est clairement mis en évidence que les dépôts aragonitiques en relation avec de la matière organique (au contact ou en son sein) ont une structure nanogrenue. Les nanograins subsphériques, anhédraux, ont une taille la plus fréquente de 0,2-0,3μm.

PLANCHE 9

Dépôt aragonitique expérimental en relation avec des Cyanophycées

A : Feutrage d'algues bleues (Rivulaires) et mucus issu de leur décomposition prélevés dans une culture *in vitro* de 6 mois. Échantillon J. Trichet. Montage à l'eau entre lame et lamelle. Lumière polarisée non analysée. x 30.

B : Autre aspect du prélèvement comportant des filaments d'algues, du mucus, des granules (clairs, très réfringents, de quelques microns) et un dépôt aragonitique cryptocristallin plus ou moins sous forme de pellets (= microgravelles, = pelotes). Lumière polarisée non analysée. x 30.

C : Aspect du dépôt aragonitique sous la forme d'une microgravelle de 200 sur 300μm environ. M.E.B., x 120.

D : Surface de la microgravelle précédente montrant en haut à gauche la substance organique lisse, de type mucus, et ailleurs le dépôt aragonitique nanogrenu. M.E.B., x 3400.

E : Dépôt aragonitique montrant une structure nanogrenue : assemblage compact de nanograins subsphériques plus ou moins tassés, de 0,2μm en moyenne. M.E.B., x 13000.

F : Autre prélèvement du dépôt montrant le rapport de support à supporté entre la matière organique (1) et le dépôt aragonitique (2), la matière organique pouvant également envelopper le dépôt. M.E.B., x 6500.

G : Structure nanogrenue du dépôt. Les nanograins subsphériques ont de 0,2 à 0,6μm (taille la plus fréquente de 0,2-0,3μm), les plus gros étant eux-mêmes constitués par des plus petits et prenant de ce fait une forme «morulaire». M.E.B., x 34000.

Source : MNHN, Paris

2. En s'en tenant aux seules morphologies et proportions des constituants de la phase calcaire inférieure à 50 μm, on distingue aussi bien dans le S-E du Golfe Persique que dans d'autres provinces à sédimentation calcaire peu profonde, trois sortes de boues et vases formant la totalité du sédiment ou la matrice de sables boueux :

- un ensemble comportant 70 à 90 % d'«aiguilles» émoussées de 0,2 μm sur 1 à 2 μm de long en moyenne et caractérisant les boues des lagunes et les pellets dans le Sud du Golfe Persique. Ces particules sont tout à fait comparables à celles classiquement connues qui forment les boues et les pellets du Grand Banc des Bahamas et des lagunes le long des îles (Andros en particulier). En revanche elles sont loin de constituer l'essentiel des sédiments boueux dans le reste du Golfe Persique (et même en Baie de Floride, contrairement à ce qui était admis);
- un ensemble comportant 20 à 40 % d'«aiguilles» libres ou encore associées, des nanograins de 0,2 μm (souvent groupés en éléments plus grands), des débris bioclastiques et des éléments non identifiables. C'est à cette catégorie qu'appartiennent les boues de la Baie de Floride où la comparaison avec des débris d'algues est évidente;
- un ensemble où ces aiguilles sont exceptionnellement présentes, les composants essentiels étant des débris bioclastiques ou plus souvent des éléments non déterminables.

3. S'il est évident que certaines boues ou matrices boueuses de sables sont en totalité ou partiellement d'origine détritique (ici biodétritique); il reste le problème de la genèse des aiguilles, des nanograins, d'éléments non identifiables qui constituent ailleurs soit l'essentiel soit une partie des sédiments aragonitiques. Pour en préciser d'abord la nature exacte, l'observation directe se révèle insuffisante et sera complétée par des analyses minéralogiques, chimiques et cristallographiques à l'échelle correspondante.

4. En l'espace de quelques mètres dans une lagune du Golfe Persique, se situe le passage continu de trois faciès : boue, pellets, oolithes superficielles. La façon d'aborder ici le problème de la genèse des sédiments aragonitiques n'est pas étrangère à une telle observation. L'unité très restreinte de lieu et l'identité des caractères morphologiques des particules élémentaires (tant l'aspect, la taille que le rapport longueur/épaisseur) suggèrent fortement d'envisager d'abord la genèse de ces «baguettes» ou «aiguilles» aragonitiques et de considérer leur origine unique; seuls varient leur tassement et leur orientation faisant passer de manière continue une structure à une autre dont il faudra rechercher ensuite les causes et les mécanismes spécifiques de formation.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE II

LES OOLITHES

INTRODUCTION

Parmi toutes les études sur les calcaires, s'il est un sujet particulièrement traité, voire «célèbre», c'est bien celui des oolithes. Il faut dire que la structure qui les définit (nucleus + cortex laminé) est facilement reconnaissable, que leur présence est largement ubiquiste : mers, lacs, cavernes, sources thermales, chaudières, concrétions de sols, produit prévu ou non d'expériences; de plus, elles sont considérées, au moment des reconstitutions paléogéographiques, comme un indice utile que le géologue se garde bien de négliger. C'est peut-être pour ces raisons qu'avec une grande fréquence, elles sont donc signalées, décrites, utilisées. Leur «succès» tient probablement aussi à ce qu'elles ont posé et posent encore des énigmes quant à leur structure cristalline (surtout à cause de la taille des cristaux qui ne sont pas directement visibles au microscope polarisant), leurs propriétés optiques (en particulier la biréfringence anormalement faible), leur genèse. Contribuer à leur solution est certainement l'une des motivations de cette étude qui sera limitée, malgré des comparaisons avec diverses catégories de grains corticoïdés, aux oolithes aragonitiques marines.

Il est bien connu que les lamines du cortex des oolithes actuelles présentent en plaque mince deux structures dominantes : la plus classique est la structure «tangentielle», c'est-à-dire que les propriétés optiques du cortex permettent de déduire qu'il est composé de cristallites d'orientation tangentielle; l'autre est la structure cryptocristalline, plus ou moins riche en matière organique diffuse. Les deux types de lamines peuvent être exclusifs ou alternants, en proportion variable (Newell, Purdy et Imbrie, 1960). La présence de Cyanophycées et de Bactéries est notée par de nombreux auteurs. Ces faits absolument acquis appellent des questions qui n'ont pas encore reçu de réponses ou, du moins, pas encore de réponses unanimes :

- Existe-t-il des différences dans les caractéristiques des particules élémentaires de chaque type de couche?
- Les cristallites du cortex naissent-ils à la surface des oolithes ou bien, soit détritiques, soit précipités ailleurs, sont-ils agglutinés à l'oolithe à la manière d'une boule de neige (comme le suggérait H.C. Sorby dès 1879?).
- Quel est le rôle des Algues ou des Bactéries? Quel est le rôle de la matière organique?
- Qu'est-ce qui provoque l'orientation tangentielle?

Il est connu également un troisième type de structure : la structure radiaire; elle est dominante dans les oolithes anciennes où, depuis L. Cayeux (1931), elle est supposée secondaire, diagénétique; mais elle est aussi nettement caractéristique de certaines oolithes actuelles : oolithes de cavernes (Baker et Frostick, 1951; Hahne et al., 1968; Donahue, 1969), concrétions de sols (Read, 1974), oolithes du Grand Lac Salé (Eardley, 1938; Fabricius et Klingele, 1970; Kahle, 1974; Sandberg, 1975). Dans le milieu marin, les oolithes radiaires actuelles sont certainement moins répandues que les oolithes classiques dites «tangentielles». Cependant, la structure radiaire primaire est connue dans des oolithes de la Laguna Madre sur la côte du Texas (Freeman, 1962) et dans celles d'une

Source : MNHN, Paris

lagune du Golfe d'Aqaba (Friedman et al., 1973); signalée dans les oolithes des Bahamas (Loreau, 1970), elle existe plus largement dans le Golfe Persique (Purser, Loreau et Shinn, 1971). Quelles en sont les caractéristiques et les conditions de genèse? L'hypothèse de l'acquisition secondaire de la structure radiaire des oolithes anciennes n'est-elle pas à remettre en question?

A l'échelle de l'environnement, les deltas de marée constituant des accumulations spectaculaires d'oolithes sont présumés unanimement comme le milieu de formation des oolithes, mais on peut remarquer que leur analyse de détail fait défaut, empêchant de préciser toutes les conditions et les mécanismes de l'oolithisation. D'autre part, il est généralement admis que les dépôts oolithiques correspondent à un milieu peu profond où l'eau est agitée (une formulation contractée faisant dire «milieu agité»). Or, l'existence déjà signalée d'oolithes de milieu protégé (Laguna Madre : Rusnak, 1960; Freeman, 1962; lagune de Bimini : Bathurst, 1967) tend à remettre en question la relation précédente et l'utilisation des oolithes en elles-mêmes comme indicateurs de paléo-milieu; elle conduit à se demander quel est le rôle de l'agitation de l'eau et laisse supposer que l'inventaire des milieux oolithiques est à compléter.

Finalement, pour un sujet discuté depuis près d'un siècle, il reste encore un grand nombre d'interrogations parmi lesquelles on peut distinguer deux ensembles : certaines questions ont trait aux mécanismes de la genèse et sont du domaine de l'interprétation; les autres sont relatives à des compléments indispensables sur la structure des cortex oolithiques à l'échelle du cristal ou sur les conditions de milieu et elles sont du domaine préalable de l'observation directe. Ce sont d'abord ces analyses et leurs résultats qui font l'objet de ce chapitre, à savoir :

- A partir de l'exemple du Golfe Persique (d'après Loreau et Purser, 1973),
  - un essai d'inventaire des différents milieux et la définition de leurs caractères; quand il s'agira des milieux de formation, ce sera l'occasion de préciser les conditions de genèse des oolithes;
  - une meilleure connaissance de la structure et de la nanostructure des oolithes de chacun de ces milieux;
  - un enseignement sur la signification paléogéographique possible des oolithes tiré de leur répartition à l'échelle d'un bassin.
- Une comparaison des oolithes observées en détail dans le Golfe Persique avec celles des Bahamas.
- Une discussion des ressemblances et des différences de ces oolithes
  - avec celles d'autres provinces carbonatées,
  - avec des oolithes de calcaires anciens,(d'après Loreau, 1977-1979),
  - enfin avec d'autres dépôts aragonitiques actuels: ciments (d'agrégats et de grès de plage), concrétions diverses de sols, de grottes, de sources chaudes et d'expériences.

I. - MILIEUX ET SÉDIMENTS OOLITHIQUES DU GOLFE PERSIQUE

Des sables oolithiques s'accumulent le long des rivages du Sud du Golfe Persique. Leur présence semble avoir été notée pour la première fois par Sugden (1963 b) qui mentionne des grains cortiqués en plusieurs points de la côte de la péninsule de Qatar, puis par Evans, Kinsman et Shearman (1964) sur la Trucial Coast près d'Abu Dhabi où les sédiments purement oolithiques constituent une série de deltas de marée. Bien que ces deltas représentent les accumulations d'oolithes les plus spectaculaires dans le Golfe Persique, ils sont loin d'être le seul type de milieu oolithique. Les sables oolithiques se rencontrent le long des rivages de la Trucial Coast, à la fois dans des environnements exposés à agitation de l'eau statistiquement forte (grandes barres oolithiques liées à des courants de marée, platiers intertidaux au vent, plages) et dans des milieux abrités à agitation de l'eau statistiquement faible ou très faible (lagune, platiers intertidaux sous le vent). On en trouve aussi dans les parties centrales les plus profondes du bassin (80-100 m) ou dans le désert formant des dunes purement oolithiques ou mêlés à des grains de natures diverses jusqu'à 40 km de la côte actuelle. C'est-à-dire que des sédiments oolithiques non consolidés sont présents dans des environnements aussi contrastés que possible dans tout le Sud-Est du Golfe Persique (fig. 4).

Source : MNHN, Paris

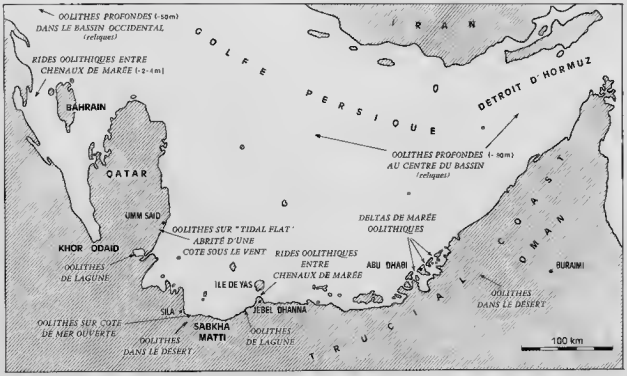


Fig. 4 : Carte du Sud-Est du Golfe Persique localisant les oolithes de diverses provenances étudiées ici. *(Modifiée d'après J. P. Loreau et B.H. Purser, 1973)*

Évidemment, beaucoup de ces oolithes ne sont pas actuellement dans leur milieu de formation : on verra que certaines sont reliques, d'autres sont transportées. L'exemple du Golfe Persique permet de faire, pour un bassin, le bilan de l'extension des oolithes sur 15000 ans - véritable instantané à l'échelle du temps géologique -. Transposé dans les roches anciennes, pareil cas serait probablement plus difficile à interpréter et c'est un intérêt supplémentaire de connaître les caractères des différents milieux oolithiques ainsi que la structure et la nanostructure correspondante des grains.

A. OOLITHES COTIERES DE MILIEUX EXPOSÉS DONT L'AGITATION DE L'EAU EST STATISTIQUEMENT FORTE

a) Caractères des milieux et répartition des sédiments.

1. Deltas de marée ainsi que plages et dunes éoliennes des îles-barrières adjacentes.

Dans la partie orientale de l'émirat d'Abu Dhabi une série d'îles-barrières sont séparées par des chenaux de plusieurs kilomètres de large et pouvant dépasser 10 m de profondeur : à chacun d'entre eux correspond l'emplacement d'un delta de sables oolithiques. De plus, la morphologie commune de tous ces deltas est nettement liée à ces chenaux qui mettent en communication les eaux ouvertes du Golfe Persique avec des lagunes sous le vent s'étendant entre la barrière d'îles de la côte (fig. 3). Il n'est donc pas inutile de rappeler brièvement les traits principaux de l'océanographie physique de ce milieu.

Source : MNHN, Paris

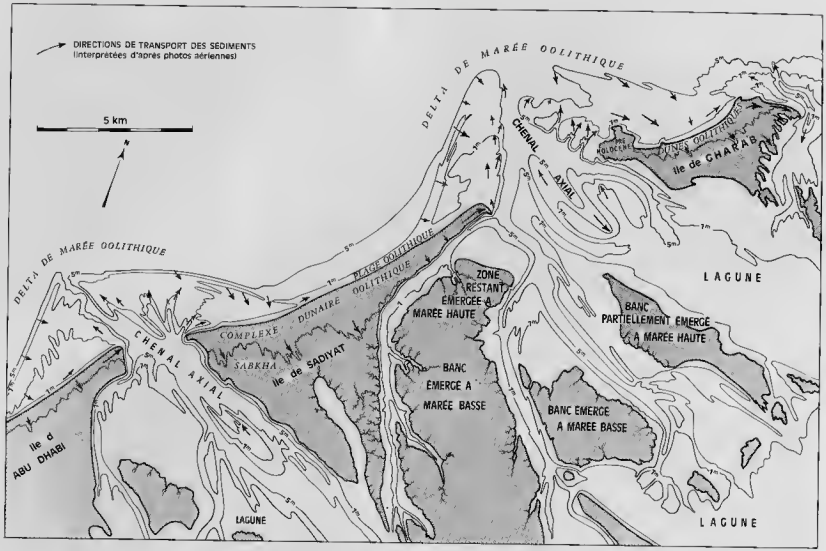


Fig. 5 : Carte de la barrière d'îles et du système de deltas de marée oolithiques à l'Est d'Abu Dhabi montrant la topographie des milieux et les directions de transport des sédiments *(D'après J.P. Loreau et B.H. Purser, 1973).*

Source : MNHN, Paris

Les caractéristiques et les mouvements des eaux sur un delta oolithique.

Les caractéristiques température et salinité de l'eau ont été relevées en détail par Evans et al. (1973) sur un delta entre l'île d'Abu Dhabi et l'île Sadiyat : la température moyenne de l'eau varie de 24° en hiver à 34° en été (mesures en 1965 et 1966) et la salinité est relativement stable 43-44‰, sauf en certains points plus protégés à l'entrée de la lagune où elle peut atteindre 50‰ en été. (La température de l'eau peut largement être plus forte; du moins, en mai 1971, elle était de 38° sur le delta voisin).

Le rythme déjà complexe des marées dans le Golfe Persique est perturbé dans ce système «mer ouverte - lagunes» par les vents (particulièrement le vent de Nord-Ouest dit «Shamal»), les variations de pression atmosphérique et les goulots d'étranglement que représentent les chenaux entre deux îles permettant le remplissage et l'évacuation de ces lagunes. C'est ainsi qu'Evans et al. (1973) ont noté que le maximum habituel de marnage au front des îles était de 2,50 m alors qu'il n'était que de 1 m au fond des lagunes. Cause évidente de la barrière, tout se passe comme si l'équilibre des masses d'eau se réalisait complètement dans le milieu ouvert, la lagune isolée jouant simplement comme un trop-plein. D'autre part, selon Kinsman (1964), le flux entre dans lagune par toute la largeur disponible entre les deux îles, passant par dessus l'ensemble du delta, mais ressort surtout par le chenal. Il est exact en effet (observations personnelles) que vers la fin de la marée descendante, les levées bordant le chenal axial tendent à être émergées - certaines le sont nettement - et canalisent l'eau sortant de la lagune : le chenal joue comme un passage obligé et la force du courant y est donc relativement plus grande que pendant la marée montante. On manque de détails précis sur la vitesse des courants de marée près d'Abu Dhabi. Les rares mesures varient dans un rapport de 1 à 5 ; Evans et al. (1973) font état de 20 à 40 cm/s sur le fond (0,4 à 0,8 nœud), de 25 à 65 cm/s en surface (0,5 à 1,3 nœud) et d'après Kinsman (1964) la vitesse atteint au moins 2 nœuds. On peut constater aussi (observations personnelles) qu'un plongeur a de très grandes difficultés à se maintenir dans le chenal; accroché à la chaîne de l'ancre du bateau, il est violemment entraîné à l'horizontale; la vitesse de défilement des débris de plantes varie de 1 à 1,50 m/s, soit 2 à 3 nœuds, davantage en accord avec les données de Kinsman. L'observation directe du fond - à une échelle de temps évidemment courte - ne permet pas de déceler un déplacement du sédiment. C'est donc plutôt de la morphologie et de la structure du delta qui enregistrent dans le temps les influences hydrologiques qu'on peut déduire un certain nombre de caractères du milieu.

La morphostructure d'un delta oolithique.

Un delta typique entre les îles voisines Sadiyat et Gharab a été étudié en détail (Loreau et Purser, 1973) : c'est un système complexe de chenaux et de bancs dont la surface est modifiée par des rides de dimension variable. Bien que sa plus grande partie - et de loin - soit orientée vers le large, il faut noter que de petits lobes deltaïques sont aussi orientés vers l'intérieur de la lagune (fig. 3 A). Une telle géométrie, dans son ensemble, indique clairement la dominance des courants de marée en direction de la mer ouverte; leur effet se traduit localement sur les bordures du chenal axial par des lobes progressifs débordant sur le sédiment sous-jacent et par la morphologie dissymétrique de ces lobes ayant un nord abrupt tourné vers le large; cet effet diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne du chenal axial et s'inverse à la périphérie où les directions de transport tirées de l'examen des bords abrupts des lobes ou des rides sont vers les terres (fig. 3 A et fig. 5).

Sur le bord occidental du delta et dans l'ensemble de la partie orientale, les barres (ou rides) sont schématiquement parallèles entre elles (cf. fig. 3 A), déterminant donc un système identique de dépressions (riches en herbiers) et ont une orientation perpendiculaire au vent dominant. La distance entre deux rides est de l'ordre de 100 m et leur amplitude de 1 à 2 m. Cette structure générale et la morphologie particulière des barres semblent déterminées principalement par les vagues de vent et des courants de surface de Nord-Ouest vers le Sud-Est.

Une troisième direction de transport vers le Nord-Est est clairement indiquée par l'accroissement latéral des îles-barrières sous l'action d'un courant côtier (fig. 5).

Au total, la morphostructure du delta de marée indique que les sables oolithiques qui le constituent sont sous l'influence d'un système complexe de courants multi-directionnels (fig. 5) qui tendent à retenir ces sables, au moins temporairement, dans ce milieu.

Source : MNHN, Paris

La nature des sédiments et leur répartition dans le delta sont illustrées dans la planche 10 et la figure 6. Deux ensembles sédimentaires ont été définis (Loreau et Purser, 1973) :

- une série de sables purement oolithiques comprenant plus de 90 % d'oolithes dans n'importe quel échantillon (ph. E, pl. 10) et localisés dans le delta lui-même. La taille des oolithes atteint 2 mm le long des bordures du chenal axial dont les levées de sable blanc sont émergées à marée basse. Le diamètre des oolithes décroît vers les bords externes du delta (ph. D, pl. 10) où l'on trouve deux populations de tailles : des oolithes de 100 à 150μm à cortex relativement épais et des oolithes de 200 à 250μm à cortex fin. La faune est rare : un seul petit lamellibranche rosâtre (cf. *Ervillea purpurea*) trouvé vivant en plusieurs exemplaires, des foraminifères et des ostracodes (cf. Evans et al., 1973) vivant sur les herbiers des dépressions puis éparpillés, morts, dans le sédiment. A des profondeurs de 2 m environ, on passe rapidement à un sédiment mixte ;

- une série à oolithes - pellets - éléments bioclastiques (ph. C, F, pl. 10) contenant 10 à 90 % d'oolithes est largement répandue. Ces sédiments se trouvent à la fois sur les bords externes du delta à des profondeurs de 2 à 5 m, dans le chenal axial et sur les plages et les dunes éoliennes des îles-barrières adjacentes. La proportion d'oolithes varie de très forte sur les plages ou dans les dunes (ph. G, H, pl. 10) à faible dans les chenaux où la fraction de débris bioclastiques grossiers est importante (ph. F, pl. 10).

Les oolithes sont progressivement dilués avec des pellets dans la zone frangeante autour du delta et à partir d'une profondeur de 5 m on passe brutalement à un sable à pellets (ph. C, pl. 10).

Il apparaît donc que les oolithes augmentent en abondance et en taille depuis les bords du delta jusqu'aux levées de chaque côté du chenal interne, que les oolithes pures sont parfaitement isolées du reste des sédiments, qu'elle ne peuvent provenir d'un milieu extérieur au delta et que celui-ci est bien, comme le croyaient Kinsman (1964) et d'autres auteurs, le lieu le plus favorable à leur formation.

Les conditions de formation des oolithes dans le delta peuvent alors être précisées.

- Comme généralement admis, la profondeur y est très faible : avec certitude, inférieure à 5 m mais probable-

PLANCHE 10

Oolithes du Golfe Persique

A : Lavage d'un sable boueux à structure jointive (packstone) provenant du centre du Golfe Persique (profondeur : 80 m environ) constitué essentiellement par des oolithes typiques. Les éléments, y compris des pellets et des débris bioclastiques sont noirâtres et plus ou moins opaques, teintés par l'hydrotroïlite. Inclusion Norsodyne, lame mince, lumière polarisée non analysée. x 22.

B : Sable provenant du désert de Sila (Ouest d'Abu Dhabi) à 4 km du rivage et constitué essentiellement par des oolithes et quelques grains de quartz nus. Certains cortex des oolithes typiques sont endommagés. Inclusion Norsodyne, lame mince, lumière polarisée non analysée. x 28.

C à H : Variations des sédiments d'un delta de marée et de la côte adjacente à l'est d'Abu Dhabi. Inclusions Norsodyne, lames minces, lumière polarisée analysée. x 22.

C : Sable à pellets et finement bioclastique au large du delta (profondeur 6 m).

D : Sable oolithique fin de la zone externe du delta (profondeur : 2 m). Les nucleus sont essentiellement des pellets (= pelotes ou microgravelles), quelquefois des débris bioclastiques et des Foraminifères. On distingue nettement deux catégories d'oolithes : soit des petites oolithes typiques de 100-120μm où le cortex représente les 2/3 ou 4/5 du rayon, soit des plus grandes de 200-250μm à fine couche oolithique.

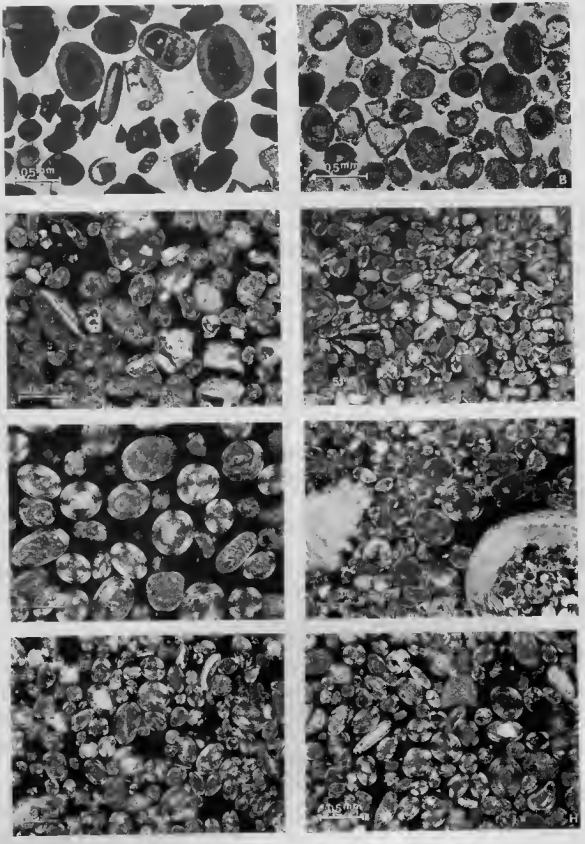
E : Sable oolithique grossier de la zone interne du delta prélevé sur une levée bordant le chenal axial et tout juste émergé à marée basse.

F : Sable mixte, à oolithes, à bioclastes (polypiers, mollusques), à pellets (ayant souvent une fine couche oolithique), provenant du chenal axial en plein centre du delta (profondeur : 6 m).

G : Sable oolithique mal classé (dont les oolithes ont un cortex d'épaisseur variable) provenant de la plage de l'île de Sadyat adjacente au delta.

H : Sable oolithique mal classé provenant d'une dune éolienne à 200 m de la plage.

Source : MNHN, Paris



BIBL DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

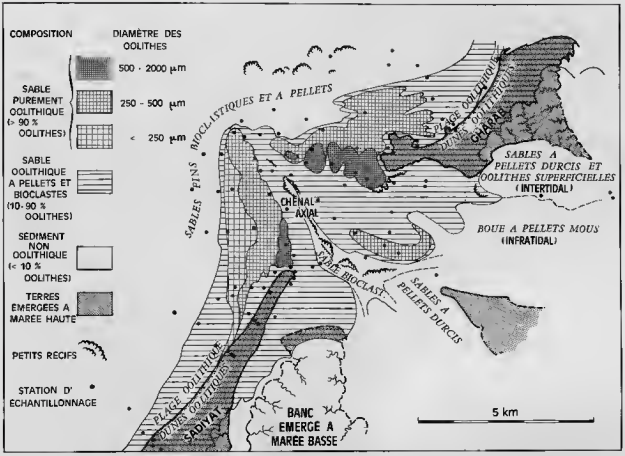


Fig. 6 : Carte sédimentologique du delta oolithique entre les îles Sadiyat et Gharab. *(D'après J.P. Loreau et B.H. Purser, 1973)*

ment ne dépassant pas 2 à 3 m d'après les observations précédentes sur la localisation des sables les plus purs en oolithes.

- La limite des sédiments oolithiques vers le large correspond à une **brusque remontée du fond** de - 10 - 8 m à - 5 m, formant talus.

- **L'agitation de l'eau** est statistiquement forte; cependant, même aux moments de grand vent, elle est loin d'être uniforme : l'alternance de rides et de dépressions (souvent tapissées par un herbier) entraîne une alternance de turbulence intense et d'agitation relativement plus faible qui apparaît clairement sur les photos aériennes (ph. A, B, C, pl. 58).

- A la zone de plus forte agitation de l'eau (le front du delta), correspondent les oolithes les plus fines; certaines, plus petites que les pellets qui servent localement de nucleus, constituent une deuxième population et témoignent clairement d'un remaniement. **La plus forte agitation de l'eau ne semble pas favorable à la genèse des oolithes.**

- D'autre part, la présence exclusive des oolithes à l'intérieur du delta ne peut s'expliquer par la seule agitation de l'eau; les plages adjacentes sur la barrière d'îles sont affectées d'une intensité comparable de l'agitation mais contiennent généralement moins de 90 % d'oolithes et sont riches en débris bioclastiques. Ailleurs, le long de la côte où les chenaux de marée ne sont pas développés, les oolithes sont rares en dépit de la nature de l'environnement peu profond et agité.

Source : MNHN, Paris

Ce qui semble caractéristique de ce milieu de formation des oolithes, c'est l'ensemble de courants multidirectionnels partiellement observés *in situ* et surtout déduits de l'observation sur photo aérienne des traits morphologiques du delta (fig. 3 A et 5); l'opposition majeure entre l'action du reflux et l'action du flux renforcée de celle de la houle et des vagues de vent tend à retenir les oolithes à l'intérieur du système deltaïque.

La dispersion des oolithes à partir du delta est néanmoins active. Les grains qui tombent dans le chenal sont mélangés à des débris bioclastiques et transportés vers la mer ouverte, participant à l'accroissement du delta. D'autres oolithes pouvant atteindre la bordure du delta sont balayées sur les plages où elles se mélangent encore à des débris bioclastiques. De là, elles peuvent être à nouveau transportées latéralement et participent à l'accroissement de l'île-barrière (cf. fig. 5) ou bien elles sont soufflées par le vent sur l'île et constituent des dunes atteignant 20 m de haut. Il n'est pas exclu que le transport latéral permette à certaines d'être réincorporées dans le delta voisin; en effet, l'existence de deux tailles et deux épaisseurs distinctes de cortex dans les sables purement oolithiques de la marge occidentale du delta (ph. D, pl. 10) met en évidence deux générations d'oolithes : les unes, typiques mais petites, pourraient être remaniées du delta voisin plus à l'Ouest; les autres, plus grandes et rarement sphériques, à nucleus constitué par un pellet disponible sur place, à mince cortex, ne seraient qu'au début de leur formation, contrariée peut-être par une abrasion.

2. **Barres de marée dans des chenaux côtiers.**

D'après B.H. Purser (*in* Loreau et Purser, 1973), des oolithes se trouvent dans des détroits entre l'île de Yas

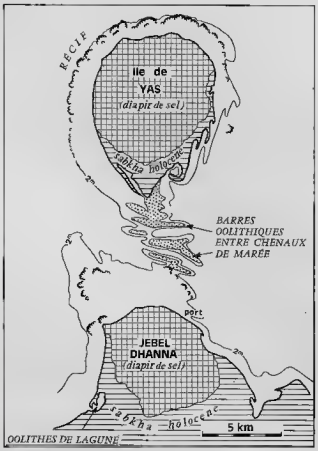


Fig. 7 : Carte de localisation des barres oolithiques dans le détroit entre l'île de Yas et la presqu'île de Jebel Dhanna, à l'Ouest d'Abu Dhabi. *(D'après J.P. Loreau et B.H. Purser, 1973)*

Source : MNHN, Paris

et le rivage voisin d'Abu Dhabi, ainsi qu'entre l'île de Bahrain et la côte d'Arabie Séoudite (près de Dahran) (fig. 4) où elles constituent des barres allongées.

Dans le chenal entre l'île de Yas et le promontoire de Jebel Dhanna, la profondeur maximum ne dépasse pas 5 m et la salinité est de l'ordre de 40‰,légèrement plus basse que celle des environnements de deltas oolithiques. Situé sous le vent de l'île, ce chenal est propice à l'ensablement; il tend à être comblé par un large cordon sédimentaire s'accroissant de la côte protégée de l'île et comportant en particulier une série de barres oolithiques (fig. 7); certaines émergent à marée basse. La morphologie allongée de ces barres, leur disposition en décrochements successifs, leur orientation parallèle à l'axe du chenal semblent en relation avec l'existence et la direction générale des courants de marée relativement importants dans ce passage.

Dans le détroit de 20 km de large entre l'île de Bahrain et la côte d'Arabie (fig. 8), la profondeur maximum est aussi de 5 m environ, mais la salinité est légèrement plus forte - de l'ordre de 50‰.Des oolithes y sont massivement présentes, formant une série de barres qui mesurent jusqu'à 10 km de long, 500 à 1 500 m de large. Ces barres sont disposées à peu près parallèles entre elles et à l'axe du chenal et distantes les unes des autres de 1 à 3 km; elles présentent des amplitudes de 5 m environ de telle sorte que plusieurs émergent par endroits en petites îles; les autres constituent pour l'essentiel des bancs très peu profonds à peine submergés à marée basse et de surface elle-même plus ou moins ridée. Ces barres sont par endroits lithifiées superficiellement mais sous une fine croûte de calcaire dur où les oolithes sont cimentées classiquement par de l'aragonite fibreuse, le sable est meuble; il est composé d'oolithes brillantes et polies, comparables à celles du sédiment non cimenté ailleurs

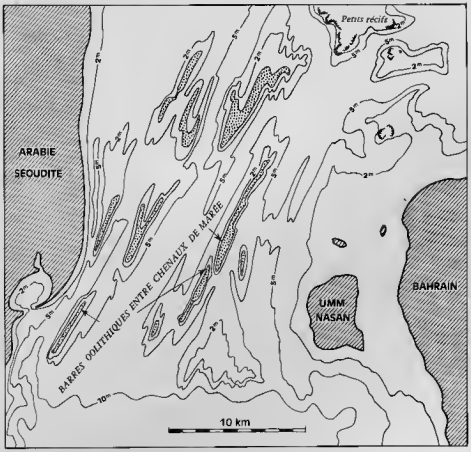


Fig. 8 : Carte de localisation des barres oolithiques entre l'île de Bahrain et la côte d'Arabie.
(D'après J.P. Loreau et B.H. Purser, 1973)

Source : MNHN, Paris

sur la barre, et datées, d'après des données au carbone 14 (par Shell Research) de 430 ± 170 ans. Les variations locales de la taille et de l'abondance des oolithes n'ont pas été étudiées ici en détail mais il est certain que les sédiments de la partie axiale de chaque barre sont constitués essentiellement par des oolithes au cortex bien développé et que ceux des chenaux sont enrichis en débris bioclastiques. Le décroissement apparent de la teneur en oolithes à partir de l'axe des barres fait considérer celles-ci comme le lieu de formation des oolithes retenues encore là par un système de courants bidirectionnels de marée.

3. Baies et plages de mer ouverte.

A l'extrémité occidentale de la côte d'Abu Dhabi (fig. 4), la baie de Sila (ouest de Sabkha Matti) est exposée au vent dominant (le «Shamal»), c'est-à-dire soumise à une agitation statistiquement forte par la houle et par les vagues; elle est aussi le point de convergence de courants côtiers. Les sédiments caractéristiques y sont des sables oolithiques qui s'étendent sur les 700 m du platier intertidal et jusqu'à des profondeurs de 2 m.

A l'endroit même où l'approfondissement brutal du fond forme talus au bord du platier de marée, ils passent rapidement vers le large à des sables à pellets, à bioclastes et grains de quartz. Les sables oolithiques forment une série de rides allongées, orientées parallèlement (parfois obliquement) au rivage (fig. 9 A) avec des amplitudes de 0,80 à 1,50 m. Les oolithes infratidales et celles les plus au large du platier intertidal sableux sont relativement petites, présentent deux modes de tailles (100-200μm et 300-400μm), sont seules présentes dans le sédiment et la plupart d'entre elles ont un aspect mat (non poli). Au fur et à mesure que l'on se rapproche de la haute plage, les oolithes deviennent plus grosses (500-800μm) et, en commun avec les grains bioclastiques et de quartz qui les diluent, ont une surface polie (surtout sur les rides et sur la plage au niveau de la marée haute).

On retrouve encore une très faible profondeur (maximum 2 m à marée basse), une nette discontinuité entre le platier de faible profondeur et le milieu ouvert marquée par un talus abrupt, une alternance de rides et de dépressions statistiquement normales à la direction de transport et de croissance des oolithes, un système de vagues et de courants côtiers (fig. 9 B) qui retiennent les oolithes dans ce milieu.

En arrière de la plage à sable mixte (oolithes-bioclastes) qui constitue le principal site d'accumulation d'oolithes, fait suite une plaine côtière également couverte par un sédiment où les oolithes dominent largement, provenant de la plage et soufflées par le vent vers le Sud. La présence de quartz et de sable du désert, ainsi que celle de deux générations d'oolithes dans les sédiments les plus au large indiquent cependant que le vent venant des terres peut apporter des nuclei et faire retourner dans le milieu de formation des oolithes qui avaient fini par en être éjectées par les courants ou l'action des vagues.

b) Microstructure et nanostructure des oolithes de milieu exposé.

1. Microstructure au microscope photonique.

L'observation au microscope polarisant n'a été qu'une étape pour comprendre et interpréter les photographies au microscope électronique à balayage. Il s'agit de s'assurer du caractère oolithique des grains du sédiment, de la nature du nucleus, de l'importance relative du cortex, de la structure de ce cortex.

Un nucleus est toujours présent et de nature très variable: pellet (surtout dans le delta à l'est d'Abu Dhabi), parfois Foraminifère, débris bioclastique (Gastéropode, Lamellibranche, polypier, Echinoderme); dans la région de Sila, il est très fréquent que ce soit un grain de dolomie, de feldspath, de quartz. En général, sa forme influence peu celle de l'oolithe qui tend à devenir subsphérique ou ovoïde (ph. G, pl. 11) - aspect banal d'œuf de poisson qui a valu son nom à ce type de grain : oolithe (Dictionnaire de l'Académie, 1752) -.

Dans le delta oolithique étudié, l'épaisseur du cortex varie de quelques microns pour les petites oolithes de la marge externe aux 2/3 du rayon pour les oolithes remarquables, de 500μm à 2 mm, situées sur les levées qui bordent le chenal interne; la proportion des grains nus est faible (1 à 5 % de pellets) sur les bords du delta, nulle au centre. En bordure de côte de mer ouverte à Sila (Sabkha Matti), les oolithes ont également un cortex épais mesurant 1/2 à 4/5 du rayon apparent; il existe toutefois 5 % de grains nus (dont 90 % de quartz, feldspath et dolomie et 10 % de Foraminifères et petits Gastéropodes); la proportion de grains nus augmente progressivement en direction du désert (10 % du sédiment dans la haute plage, de 10 à 20 % à 4 km de la mer : cf. § I D).

Source : MNHN, Paris

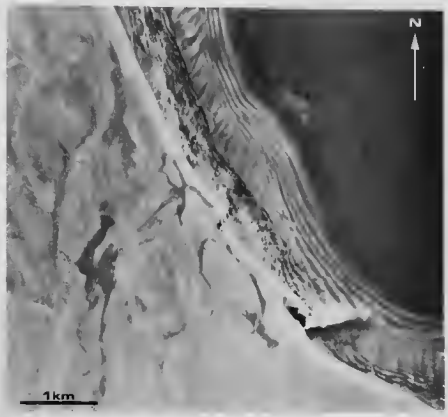


Fig. 9 A : Photographie aérienne de la région de Sila montrant les mégarides de sédiments aragonitiques dont des sables purement oolithiques à partir de 700-1000 m de la côte. *(Extrait de J.P. Loreau et B.H. Purser, 1973).*

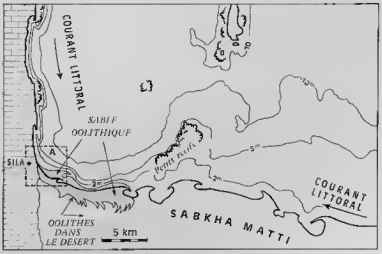


Fig. 9 B : Carte de la côte ouest d'Abu Dhabi, à l'extrémité occidentale de la Sabkha Matti (région de Sila) montrant la localisation des sables oolithiques et la position (A) de la photo aérienne précédente. *(D'après J.P. Loreau et J.B. Purser, 1973).*

Source : MNHN, Paris

La structure du cortex est celle des oolithes «classiques» : des lamines claires sont dominantes et peuvent alterner avec des lamines sombres cryptocristallines (ph. A, B, pl. 11). Les couches claires ont des propriétés optiques tout à fait comparables à celles des oolithes des Bahamas, à savoir :

- Elles se comportent à courte distance comme un pseudomonocristal plus ou moins coloré en beige, à léger dichroïsme.
- Leur biréfringence varie d'un feuillet à un autre dans un même cortex; des teintes allant du bleu au jaune orangé de 2e ordre correspondent (dans des lames minces de 25-30μm d'épaisseur) à une valeur de 0,030 ± 0,005 comparable à celle donnée par Illing (1954) pour les oolithes des Bahamas; on expliquera plus loin (chapitre VII) cette biréfringence anormalement faible par rapport à celle de l'aragonite standard (0,155).
- L'ensemble des lamines claires du cortex forme la croix noire caractéristique en lumière polarisée analysée; cela indique que les lignes neutres des cristallites qui les composent sont respectivement selon le rayon et la direction tangentielle de l'oolithe; l'utilisation d'un quartz compensateur montre que l'indice de réfraction le plus petit est tangentiel.

Transposées aux cristallites, qu'on suppose microrépliques de cristaux d'aragonite d'allongement négatif, ces observations permettent de conclure, en accord avec tous les auteurs depuis Sorby (1879, p. 74) qu'ils sont orientés tangentiellement.

Les zones de structure cryptocristalline se présentent au moins de trois façons :

- des lamines complètes, à teinte grise uniforme, d'épaisseur constante, à limite interne aussi nette que l'externe (ph. A, flèche 1, pl. 11). On retrouve ce type de lamine dans les oolithes des Bahamas (ph. A, cf. flèche, pl. 18) ;
- des lamines complètes, sombres, pigmentées, de structure grumeleuse (au sens de L. Cayeux, 1935), d'épaisseur inégale, à limite interne irrégulière plus ou moins indentée, à limite externe nette et uniforme (ph. A, flèche

PLANCHE 11

Microstructure et nanostructure des oolithes du Golfe Persique

A : Oolithes d'une levée bordant le chenal axial dans le delta de marée étudié à l'Est d'Abu Dhabi montrant des zones sombres ou grises cryptocristallines (1,2) alternant avec des lamines claires de couleur chamois. Inclusion dans résine, lame mince, lumière polarisée non analysée. x 28.

B : Même observation en lumière polarisée analysée montrant (pour une plage donnée de quelques dizaines de microns carrés) le comportement pseudomonocristallin des lamines claires. A ce stade de l'observation, une hypothèse déjà ancienne consiste à envisager que ces lamines sont constituées par des cristallites trop petits pour être observés dans une lame mince, allongés selon l'axe optique, microrépliques des cristaux d'aragonite classiques. De plus, l'allongement des pseudomonocristaux étant négatif - comme ce qui est connu pour les cristaux d'aragonite - l'orientation des cristallites est donc tangentielle. La coïncidence de cette orientation avec les plans du polariseur et de l'analyseur produit la croix noire caractéristique (cf. également planche 55).

C : Oolithe du même delta de marée dans une dépression de la zone interne. M.E.B., x 50.

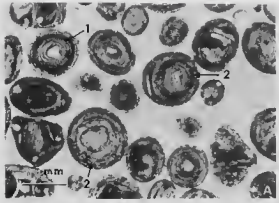
D : Surface de cette oolithe montrant le feutrage tassé de bâtonnets légèrement émoussés dont l'orientation est statistiquement tangentielle à la surface de l'oolithe. Afin de rendre homogènes les descriptions (cf. tableau des nanostructures, chapitre VIII, on dira : nanostructure serrée (= tassée) de bâtonnets anhédraux de 1μm de longueur sur 0,2μm d'épaisseur, d'orientation statistiquement tangentielle à la surface; en abrégé : nanostructure tangentielle tassée (cf. planche 58). M.E.B., x 20000.

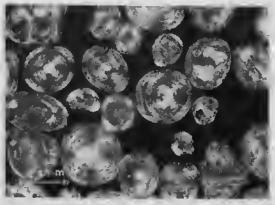
E : Surface d'oolithe prélevée sur la haute plage de Sila (Sabkha Matti) montrant la structure nanogrenue à grains subsphériques de 0,2μm en moyenne. M.E.B., x 16000.

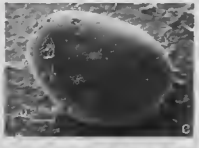
F : Montage de stéréo-photos de la surface d'une oolithe provenant de Sila et montrant une nanostructure punctique (= non tassée) de bâtonnets anhédraux à subhédraux de 1μm sur 0,2μm, d'orientation statistiquement tangentielle à la surface. En abrégé : nanostructure tangentielle non tassée (cf. planche 58). M.E.B., x 12500.

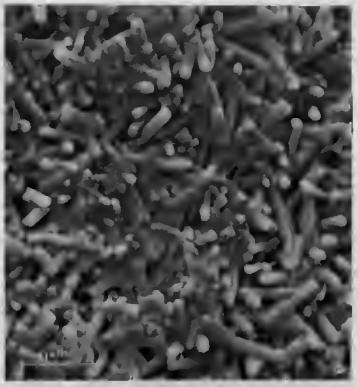
G : Oolithes classiques de milieu exposé (delta de marée à l'Est d'Abu Dhabi) à structure «tangentielle». Leur morphologie est généralement subsphérique ou ovoïde car le cortex souvent plus mince au niveau des protubérances du nucleus tend à estomper la morphologie de celui-ci (cf. différences avec les oolithes de milieu protégé, pl. 14 et 15). Inclusion Norsodyne, lame mince, lumière polarisée analysée. x 35.

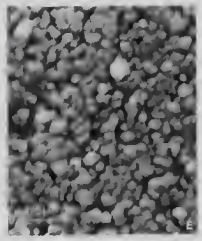
Source : MNHN, Paris

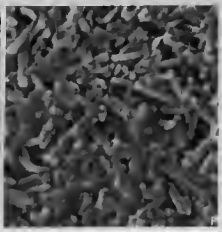






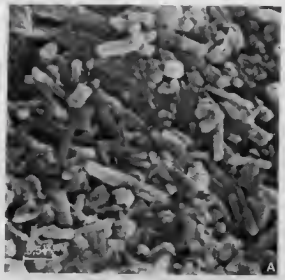


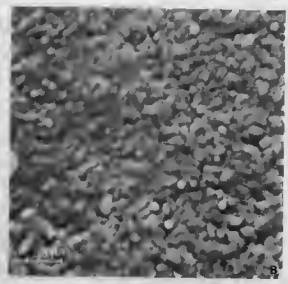


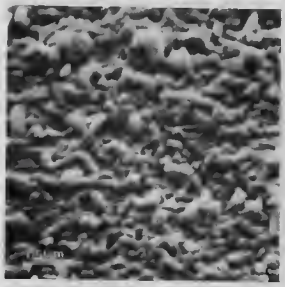


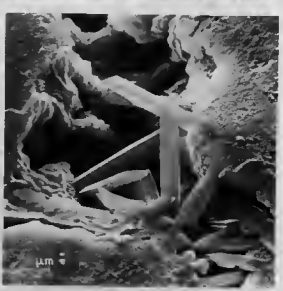
BIBL. DU MUSEUM PARIS

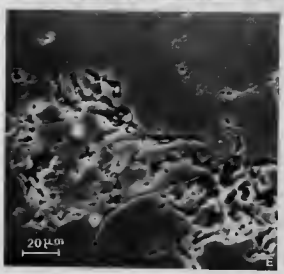
Source : MNHN, Paris











Source : MNHN, Paris

2, pl. 11; ph. B, pl. 17; ph. D, pl. 18);

- des lentilles ou des perforations de même structure grumeleuse, sombres, pigmentées.

Des attaques à l'acide acétique à 1 % additionné de bleu de méthylène montrent la présence bien connue de matière organique; diffuse dans les couches cryptocristallines grises, elle est en quantité relativement plus importante dans les couches ou lentilles grumeleuses, pigmentées et sombres. Ces attaques ménagées et colorées peuvent révéler dans les couches à orientation optique une alternance très fine entre la phase carbonatée et la matière organique non matricielle.

2. Nanostructure du cortex et de la surface des oolithes au microscope électronique à balayage.

L'observation au M.E.B. met en évidence dans le cortex des oolithes à structure tangentielle cinq nanostructures principales.

- La plus répandue est un feutrage plus ou moins dense (ph. D, F, pl. 11) de particules allongées, au faciès anhédral presque cylindrique, aux bouts émoussés, ayant une taille la plus fréquente de 1μm de long et 0,2μm d'épaisseur et présentant un bon classement; leur orientation est **statistiquement** tangentielle par rapport à la surface des feuillets; d'après des estimations en surface ou des mesures sur des coupes exceptionnellement obtenues par cassure puis passage très court aux ultrasons, il apparaît que 80 à 90 % des baguettes ont une direction comprise entre + 30° et - 30° par rapport à la tangente.

- 10 à 20 % de ces baguettes présentent un écart angulaire plus important; certaines (dans la dernière couche formée) peuvent même être **radiaires** (ph. C, pl. 12) et conduisent à une nanostructure observée aussi sur certains pellets (ph. D, pl. 2).

- Sur certaines surfaces ou dans des coupes, l'orientation est complètement au hasard (ph. E, pl. 53); combinée avec la même morphologie de particule, elle donne une troisième nanostructure.

- Un assemblage compact de nanograins (ph. E, pl. 11) de 0,1 à 0,6μm, de taille la plus fréquente : 0,25μm, de forme subsphérique (donc sans orientation directement repérable) constituant ce qu'on appelle ici la **structure nanogrenue**, alterne avec le premier ensemble de particules.

- Enfin, bien observé en surface, le tassement des particules est parfois tellement poussé que la nanostructure tend à être coalescente sans que l'on puisse distinguer la morphologie initiale des grains (ph. B, pl. 12).

Ainsi, les cristallites qu'on ne pouvait voir directement au microscope photonique sont principalement de deux sortes : des baguettes, de taille du micron, bien classées, sans autres différences significatives avec celles des boues,

PLANCHE 12

Nanostructure des oolithes du Golfe Persique (suite)

A : Coupe dans une oolithe provenant du désert près de Sila : cassure fraîche nettoyée aux ultra-sons pendant 5 secondes dans l'eau déminéralisée. La photo montre l'orientation statistiquement tangentielle (direction indiquée par la double flèche) des bâtonnets allongés et légèrement émoussés d'aragonite. x 15000.

B : Surface d'oolithe de la partie interne du delta à l'Est d'Abu Dhabi; elle montre une tendance à la coalescence des particules élémentaires dont la morphologie originelle devient incertaine. x 18000.

C : Surface d'oolithe d'une dépression abritée derrière un cordon émergé à marée basse dans la zone interne du delta, en bordure de la plage de Sadyat. Elle montre la croissance de cristaux d'orientation radiaire pointant à travers le feutrage de nanocristaux sous-jacents - nanostructure qui n'est pas sans rappeler celle à la surface de pellets mous prélevés dans la lagune voisine (cf. photo D, planche 2) -. x 16000.

D : Remplissage de microcavités ou de perforations par des cristaux euhédraux dans une oolithe de la plage de Sadyat. x 1600.

E : Surface d'oolithe de la zone interne du delta (mais semblable à de nombreuses oolithes de diverses provenances) montrant des microperforations (algaires) développées ici tangentiellement dans les couches externes du cortex. x 500.

F : Surface d'oolithe de la plage de Sadyat montrant du mucus ici rétracté, desséché, semblable à celui observé sur de nombreuses oolithes de divers milieux et localités. x 3500.

(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

Source : MNHN, Paris

pellets, lamines blanches des «stromatolithes» et des nanograins de 0,2-0,3μm, tout à fait identiques à ceux des dépôts aragonitiques en relation avec de la matière organique (chap. I).

Sur de nombreuses oolithes prélevées en zone infratidale peu profonde, on a observé en surface une fine couche de mucus déjà signalée dans de multiples travaux (ph. F, pl. 12). Les perforations ne sont pas rares, tant plongeant normalement dans le cortex que localisées très curieusement dans le plan des feuillets concentriques (ph. E, pl. 12). Ce sont de petits tubes de quelques microns de diamètre, plus ou moins sinueux et bifurqués qui ressemblent à la description donnée par Dangeard (1936) ou Nesteroff (1956) pour les organismes filamenteux qu'ils avaient montrés; mais, il est évident ici que l'on doit leur attribuer un rôle perforant et non un rôle constructeur. Les différentes nanostructures observées évoquent moins une plasticité des oolithes (comme le croyaient de nombreux auteurs en constatant des déformations) qu'une faible cohésion (ph. E, F, pl. 55). C'est certainement cette faible cohésion, protégée souvent par de minces couches de mucus (ph. F, pl. 12; ph. L, pl. 55) qui permet, à la suite de tassements, des déformations. (Il faut ajouter que dans les calcaires anciens, les figures impressionnées et des modifications diverses de la morphologie des oolithes peuvent être dues aussi à des phénomènes de pression - dissolution).

B. OOLITHES COTIERES EN MILIEU ABRITÉ OÙ L'AGITATION DE L'EAU EST STATISTIQUEMENT FAIBLE OU TRES FAIBLE

Si la plupart des oolithes se forment dans des environnements relativement «agités», il est remarquable qu'il s'en forme beaucoup dans des milieux protégés ou très protégés, à la fois dans des lagunes : Khor Odaïd ou

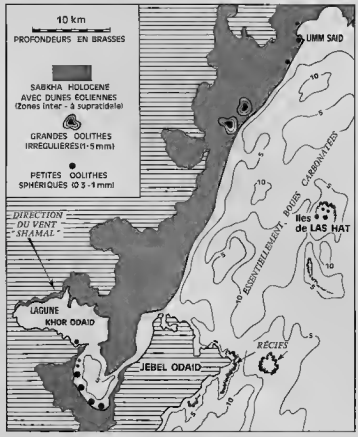


Fig. 10 A : Carte de localisation des oolithes de milieux très protégés : - oolithes à cortex fin de la lagune de Khor Odaïd, - oolithes «radiaires» de la côte sous-le-vent de Qatar, près d'Umm Saïd (cf. carte fig. 4). *(D'après J.P. Loreau et B.H. Purser, 1973).*

Source : MNHN, Paris

près de Jebel Dhanna (Ouest d'Abu Dhabi) et sur des platiers de marée d'une côte sous le vent, près d'Umm Saïd (Sud-Est de Qatar) (fig. 4 et 10 A).

a) Oolithes de lagune de Khor Odaïd.

1. Description de l'environnement.

Khor Odaïd est une grande lagune peu profonde (de 2 à 5 m en moyenne) presque complètement isolée des eaux du Golfe Persique par l'accroissement latéral de platiers de marée le long de la côte Sud-Est de Qatar; seul subsiste un chenal étroit de 1 km de large et de 15 km de long, qui relie la lagune à la mer ouverte (fig. 10 B). La présence, d'une part, de gypse primaire dans la partie infratidale peu profonde la plus Nord-Ouest (communication de M. W. Hughes Clarke et E.A. Shinn) et, d'autre part, celle d'oursins et de coraux vivants dans la partie sud alors qu'ils ne supportent pas une eau à plus de 48 g de sel par litre (Kinsman, 1964), indiquent une variation considérable de salinité.

Bien que le sédiment dominant soit à l'échelle de la lagune un sable quartzeux fin provenant des dunes éoliennes voisines, on trouve sur les rivages sud des sables oolithiques fins, très blancs. Ils y constituent une frange de quelques dizaines de mètres sur la sabkha le long de la mer ainsi qu'un platier sableux intertidal et infratidal peu profond, situé sous 1 m à 2 m d'eau à marée haute. De 100 à 800 m de large, ce platier se termine par un rebord net plongeant rapidement à des profondeurs de 5 m; à ce talus correspond la transition rapide des sables oolithiques à un sable quartzeux et à matrice boueuse carbonatée, riche en Miliolidés et Pénéroplidés. La surface du platier est modifiée par des rides vaguement définies, orientées obliquement au rivage et à peu près perpendiculairement au vent dominant qui peut parfois agiter l'eau de la lagune en cette partie la plus exposée.

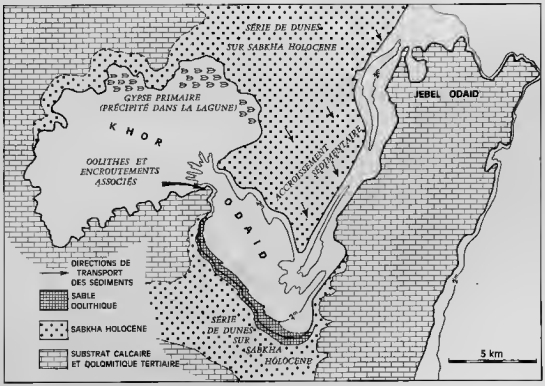


Fig. 10 B : Détail de la figure 10 A montrant la répartition des sables oolithiques et des sédiments associés dans la lagune de Khor Odaïd. *(D'après J.P. Loreau et B.H. Purser, 1973).*

Source : MNHN, Paris

2. Structure et nanostructure de ces oolithes.

Les oolithes polies, brillantes pour la plupart, sont relativement petites (300μm en moyenne) et régulières de forme; elles ont un fin cortex de 2 à 30μm d'épaisseur enveloppant le plus souvent un grain de quartz arrondi (ph. A, B, pl. 13) et ayant la structure classique des oolithes dites «tangentielles». Leur surface présente au microscope électronique à balayage une nanostructure tendant à la coalescence (ph. D, pl. 13) comparable à celle des croûtes qui se déposent sur des rochers de cette même lagune (cf. chap. III). D'autres oolithes, d'aspect mat, prélevées généralement plus au large, ont une nanostructure non tassée de baguettes anhédrales tout à fait communes, d'orientation peu nette ou tendant à être tangentielle (ph. E, pl. 13). D'autres, enfin, ont un cortex usé, ébréché ou vacuolaire (ph. F, pl. 13), comparable à celui des oolithes transportées dans le désert (cf. §1, D) et contribuent à poser le problème de savoir si ces oolithes sont dans leur milieu de formation.

3. Ces oolithes sont-elles en train de se former dans un environnement protégé?

Bien que ces oolithes présentent une fraction probablement remaniée (cf. ph. F, pl. 13), leur localisation et leur isolement en une bande bien définie de 10km de long (passant localement à un sable à pellets durcis), excluent une provenance extérieure à cette zone. D'autre part, la sabkha au Nord et au Sud de la lagune s'agrandit vers le Sud (fig. 10 B) en relation avec un transport actif de sable essentiellement quartzeux; l'accroissement de la partie Nord a même participé clairement à la fermeture de la lagune; or, l'étroitesse et la limite relativement nette de la bande oolithique, sans rapport avec l'accroissement plurikilométrique de la sabkha, excluent un épandage significatif des oolithes et supposent l'existence relativement récente de cette bande, postérieure à la fermeture de la lagune : ces oolithes sont bien le produit d'un environnement lagunaire. C'est un point important qui montre, à la suite de ce qui a été observé en Laguna Madre (Freeman, 1962) ou dans la lagune de Bimini (Bathurst, 1967) que les oolithes ne se forment pas seulement dans des milieux «agités» classiquement connus. Il convient cepen-

PLANCHE 13

Microstructure et nanostructure des oolithes du Golfe Persique (suite). Oolithes de lagune, provenant de Khor Odaïd.

A : Oolithes de morphologie dépendant de celle du nucleus; le nucleus est le plus souvent quartzeux, parfois micritique («pellet»?); le cortex clair très fin (de 2 à 30μm d'épaisseur) se comporte optiquement comme celui des oolithes classiques. Inclusion Norsodyne, lame mince, lumière polarisée analysée. x 27.

B : Partie d'une de ces oolithes à nucleus de quartz et cortex clair finement laminé de 25μm d'épaisseur. Lumière polarisée non analysée. x 270.

C : Une de ces oolithes à surface polie, observée en microscopie électronique à balayage. x 90.

D : Surface et coupe de la même oolithe au niveau d'une cassure du cortex montrant sa faible épaisseur (ici 3-4μm) et sa nanostructure tendant à la coalescence. M.E.B., x 7500.

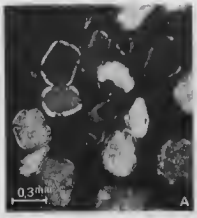
La ressemblance de ces photos C et D avec celles montrant la pélagosite (qui se dépose également à Khor Odaïd) est à noter (cf. planche 28).

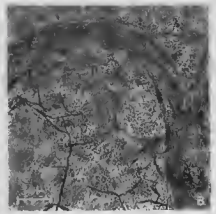
E : Autre type de surface d'oolithe (provenant de la même lagune) caractérisé au contraire par une nanostructure non tassée (= punctique) présentant un début d'orientation statistiquement tangentielle. (Les gros cristaux apparemment de système cubique sont de l'halite). M.E.B., x 7000.

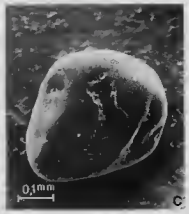
F : Oolithes prélevées dans des vasques creusées naturellement dans les rochers et les petites falaises de dolomite (Tertiaire) bordant la plage à la limite supérieure de la zone intertidale. Elles sont en général comparables à celles de la plage et de toute la bordure de la lagune (cf. carte); mais on y trouve également une autre catégorie d'oolithes d'aspect mat, de cortex érodé, ébréché ou vacuolaire (R); ces caractères sont ceux d'oolithes transportées dans le désert, comme le montre la planche 16, et laissent supposer que dans ce dépôt, une fraction des oolithes serait remaniée, ayant subi par exemple un aller et retour dans le désert. M.E.B., x 90.

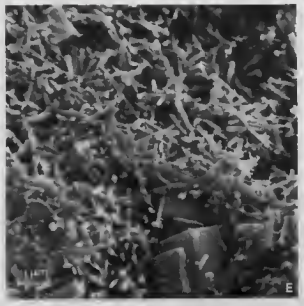
G : Surface de l'oolithe notée G sur la photo précédente montrant une nanostructure tendant à la coalescence : la morphologie originelle des particules élémentaires, à l'exception de quelques bâtonnets allongés émoussés n'est plus reconnaissable. M.E.B., x 15000.

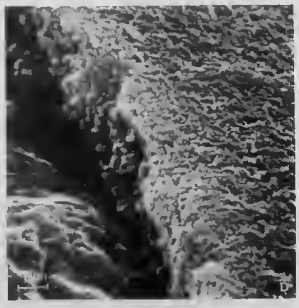
Source MNHN, Paris











BIBLIOTHEQUE DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

dant de nuancer ici le caractère protégé de ce milieu : l'agitation de l'eau est évidemment faible dans l'ensemble mais les rivages sud à oolithes, davantage exposés au vent, sont tout de même affectés par des vagues dont l'importance peut être non négligeable. On notera aussi une profondeur ne dépassant pas 2 m, le rebord abrupt du platier où se limite la zone à oolithes et l'existence de rides peu marquées généralement parallèles entre elles; c'est-à-dire qu'en dehors d'une salinité variable pouvant excéder 60‰, on retrouve - en moins contrastés - la plupart des caractères des environnements formateurs d'oolithes déjà décrits.

b) Pellets à couche externe de structure oolithique (oolithes superficielles) dans une lagune à l'est d'Abu Dhabi.

On a déjà noté dans une lagune de la Trucial Coast, à l'Est d'Abu Dhabi, à proximité d'un banc émergé à marée basse (chap. I et fig. 3 B) le passage latéral rapide d'une boue à un sable à pellets durcis. Un très faible ressac remet légèrement en suspension les pellets durcis et tend à les transporter toujours plus à l'intérieur du banc. Certains de ces pellets ont une couche externe de 1 à 10μm, présentant en lame mince une orientation optique tangentielle (ph. F, pl. 2), identique - en très fin - au cortex des oolithes classiques et comparable au film oolithique observé par Bathurst (1967) sur des grains (pellets, bioclastes ou Foraminifères) de la lagune de Bimini (Bahamas). Au microscope électronique à balayage, la couche externe de l'ordre du micron présente effectivement une nanostructure tangentielle de bâtonnets anhédraux de 1μm sur 0,2μm (ph. G, pl. 2).

Il est important de noter que l'acquisition d'une très fine enveloppe oolithique s'acquiert ici dans un milieu très protégé de 0 à 2 m de profondeur où les pellets subissent simplement un faible roulage et s'amassent sur une seule ride où ils sont bloqués, «stockés», sans possibilité apparente de revenir dans la lagune à cause de l'absence d'un facteur (courant, vent, vagues) de sens inverse.

c) Grains cortiqués (cf. Lexique) et oolithes radiaires de milieux protégés.

Une autre catégorie d'oolithes, plus grandes que les oolithes classiques (1 à 5 mm) a été localisée à la limite des zones intertidale et supratidale dans un environnement très protégé. Elles ont été trouvées (fig. 4) à la fois sur la côte orientale sous le vent de la péninsule de Qatar, près d'Umm Saïd (par Shinn) et sur la plage interne d'une lagune protégée par un cordon littoral, sur la côte d'Abu Dhabi, près de Jebel Dhanna (par Purser et Loreau).

1. Présence d'oolithes radiaires sur une côte sous le vent près d'Umm Saïd, Qatar (fig. 4, 10 A).

La côte Sud-Est de la péninsule de Qatar s'accroît latéralement depuis le début de l'Holocène, créant une sabkha large de 5 à 10 km, constituée essentiellement de sable quartzeux. Cette côte, et en particulier le platier de marée sableux (à sable de quartz moyen bien classé) sont très protégés du vent dominant de Nord-Ouest (le «Shamal») par une véritable barrière dunaire migrant d'ailleurs vers la mer (Shinn, 1973). A la limite de la zone intertidale et de la zone supratidale, sur la surface du sédiment non consolidé inondée par les fortes marées, se trouvent des oolithes (et pisolithes) de 1 à 5 mm (ph. A, pl. 14) non polies, de morphologie générale reflétant celle du nucleus - fragment de mollusque, agrégat de grains de quartz cimentés - (ph. B, C, pl. 14). Comme le note Shinn (1973), il ne semble pas exister de nucleus constitué par des grains de quartz nus.

2. Des grains cortiqués dans le système lagunaire de Jebel Dhanna (fig. 4, 11).

Des cordons littoraux s'accroissant depuis le bord sud-ouest de la péninsule de Jebel Dhanna ont très largement isolé une lagune à peu prés émergée à marée basse (fig. 11). Le sédiment principal de cette lagune est un sable à pellets durcis qui est recouvert, à la limite supérieure de la zone intertidale par le tapis algaire habituel. Dans la partie la plus protégée de ce site, le long du rivage sous le vent de chaque flèche littorale, ce sable à pellets est remplacé par un grés de plage et par des grains cortiqués divers allant des oolithes de moins du mm à des blocs encroûtés de plus de 30 cm et de morphologie variable. Tous ces éléments à cortex concentrique se situent dans une zone étroite de 5 à 10 m de largeur qui marque la limite supérieure de la zone intertidale et s'étend dans la partie inférieure de la zone supratidale. Leur morphologie externe dépend généralement de la forme du

Source : MNHN, Paris

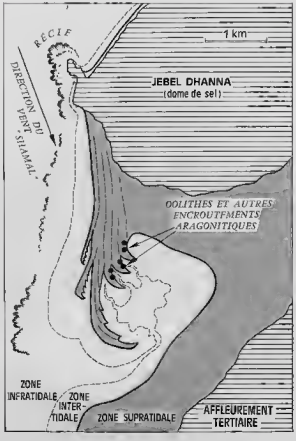


Fig. 11 : Carte de localisation des oolithes «radiaires» de la lagune proche de Jebel Dhanna (cf. carte, fig. 4).
(D'après J.P. Loreau et B.H. Purser, 1973).

PLANCHE 14

Oolithes de structure radiaire primaire provenant de Umm Saïd, Côte de Qatar, Golfe Persique

A : Oolithes (et pisolithes) de 1 à 5 mm observés sur le terrain, à la surface de la sabkha, à la limite de la zone intertidale et de la zone supratidale, le long de la côte sous le vent très protégée, au Sud-Est de Qatar. *Photographie due à E.A. Shinn.*

B : Coupe de ces oolithes montrant leur morphologie dépendant généralement de celle du nucleus constitué par un débris de gastéropode ou un agrégat de grès de plage fin; leur cortex présente des couches concentriques relativement épaisses. Inclusion Norsodyne, lame mince, lumière analysée non polarisée. x 5.

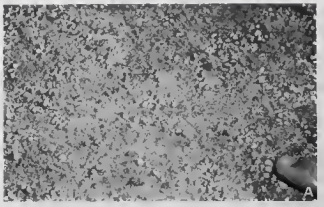
C : Section d'une de ces oolithes montrant la microstructure caractéristique du cortex à couches sombres «cryptocristallines» alternant avec des couches claires à microcristaux radiaires. La plupart des lamines font régulièrement le tour de l'oolithe qui conserve, de ce fait, la morphologie générale du nucleus; certaines sont cependant interrompues (cf. flèche), signe plus probable d'un incident de croissance que d'une érosion. Lame mince, lumière polarisée non analysée. x 10.

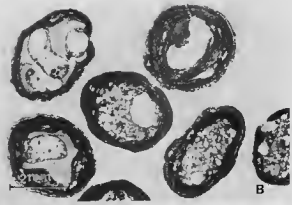
D : Coupe dans le cortex d'une de ces oolithes possédant la structure radiaire. M.E.B., x 100.

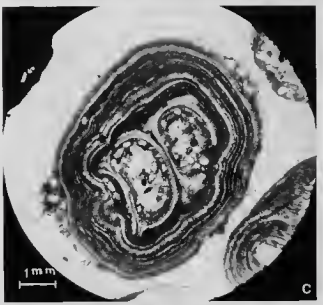
E : Même coupe plus grossie montrant l'alternance de structure nanogrenue et de structure microcristalline d'orientation statistiquement radiaire. x 1800.

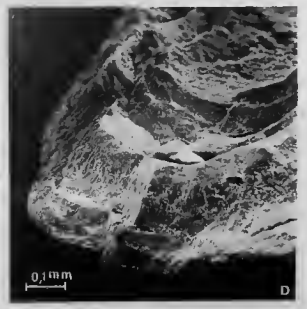
F : Détail de la même coupe montrant les microcristaux euhédraux ou subhédraux allongés, à contacts serrés, orientés radiairement. x 800.

Source : MNHN, Paris



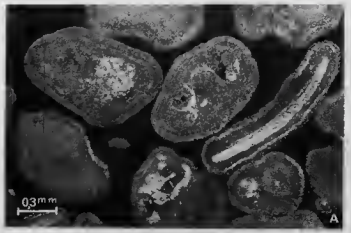


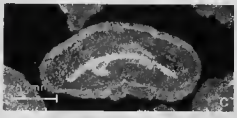


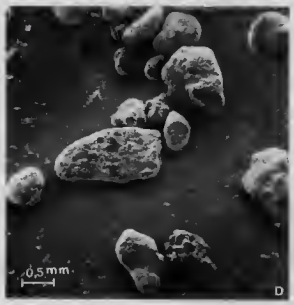


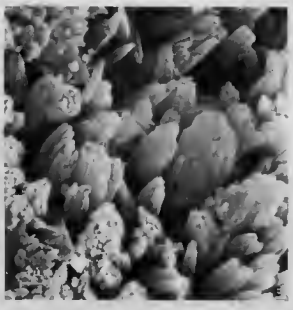
BIBL. DU MUSÉUM PARIS

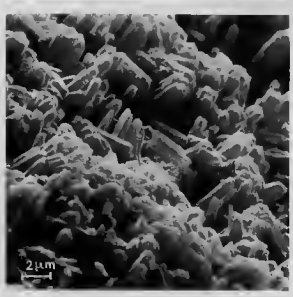
Source : MNHN, Paris











Source : MNHN, Paris

nucleus (débris bioclastique ou fragment de grès de plage). Des grains relativement petits (0,5-3 mm) ayant un nucleus arrondi sont subsphériques et ont, de ce fait, une morphologie comparable à celle des oolithes classiques. Cependant, la plupart des grains sont irréguliers car les couches uniformes et continues du cortex maintiennent une épaisseur constante sur tous les côtés du nucleus irrégulier (ph. A, pl. 15); c'est là une différence nette avec les oolithes «classiques» de deltas de marée ou de milieux exposés décrites précédemment et dont le cortex est généralement plus mince au niveau des protubérances du nucleus et tend à estomper sa morphologie (ph. G, pl. II). Certaines de ces oolithes sont mamelonnées (ph. D, pl. 15).

D'autres grains ont une morphologie encore plus compliquée résultant principalement d'épaississements locaux du cortex (cf. pl. 32); la plupart ne sont pas fixés tandis que certains peuvent être cimentés au grès de plage sous-jacent. Ces grains irréguliers ressemblent très fortement à des oncolithes algaires et il est évident qu'on ne peut les décrire comme oolithes. Par contre, il est remarquable de trouver sur quelques mètres carrés toutes les transitions depuis des grains de 0,5 à 2 mm qui sont incontestablement des oolithes mais non polies et de structure radiaire (cf. § suivant), jusqu'à des éléments cortiqués de grande taille, de forme très irrégulière «en choux-fleurs»; ces derniers encroûtent invariablement des débris de grès de plage; ils seront décrits et discutés plus en détail dans le chapitre suivant, qui concerne les encroûtements.

3. Structure et nanostructure des oolithes (et pisolithes) «radiaires».

En lame mince, le cortex se révèle d'une épaisseur relativement importante : de 2/3 à 9/10 du rayon. Il est constitué par des lamines épaisses de 20 à 50μm et présentant deux types de structures; les unes, grises ou brun clair, cryptocristallines, alternent avec d'autres plus claires, non pigmentées; dans ces dernières, on distingue (si les lames sont assez fines - 15μm -) des microcristaux de 5 à 15μm de long, d'orientation statistiquement radiaire. En lumière polarisée analysée, la croix noire n'est visible que très rarement et surtout dans les couches externes.

Au microscope électronique à balayage, dans le cortex des oolithes possédant la structure radiaire, on observe également une alternance de couches (ph. D, E, pl. 14) qui présentent les caractères suivants :

PLANCHE 15

Microstructure et nanostructure des oolithes radiaires du Golfe Persique (suite)

A : Oolithes provenant d'un autre milieu très protégé : une lagune à l'Ouest de Jebel Dhanna, derrière un cordon littoral, également à la limite de la zone intertidale et de la zone supratidale. Leur morphologie dépend étroitement de celle du nucleus; les lamines ont une épaisseur constante et une structure soit cryptocristalline soit radiaire. Lame mince. Lumière polarisée analysée. x 27.

B, C : Oolithe de même provenance, de morphologie générale dépendant d'abord du nucleus puis acquérant au cours de la dernière phase de croissance une couche asymétrique microstalactitique. Lame mince. B: lumière polarisée non analysée; C: lumière polarisée analysée. x 35.

D : Oolithes de morphologies variables provenant de cette lagune à l'Ouest de Jebel Dhanna. Certaines sont arrondies, d'autres aplaties ou de forme irrégulière dépendant de la forme irrégulière du nucleus, d'autres mamelonnées. M.E.B., x 16.

E : Surface d'une de ces oolithes de Jebel Dhanna montrant les cristaux de 2 à 4μm de longueur (peut-être un peu plus longs car leur extrémité sur le cortex est rarement visible), et de 0,2 à 0,4μm d'épaisseur. Ces fins cristaux anhédraux ou subhédraux sont souvent regroupés en faisceaux plus gros de 2 à 3μm d'épaisseur. Leur orientation est statistiquement radiaire. M.E.B., x 7500.

F : Autre surface d'oolithe de Jebel Dhanna montrant une nanostructure non tassée (= non serrée = punctique) de cristaux subhédraux ou euhédraux de 2 à 4μm d'épaisseur; leur orientation est statistiquement radiaire; certains peuvent être couchés à la surface, sans doute cassés. M.E.B., x 3500.

G : Détail d'une coupe d'oolithe d'Umm Sa'id (cf. planche précédente) entre deux zones de structure radiaire montrant une structure nanogrenue plus ou moins tassée (= serrée); les nanograins ont 0,1 à 0,6μm environ, les plus grands étant constitués par des plus petits et ayant une structure de type «morula». Cette nanostructure est commune également dans les oolithes de la lagune de Jebel Dhanna. M.E.B., x 14500.

Source : MNHN, Paris

- Assemblage serré de cristaux allongés euhédraux ou subhédraux, de 10 à 50μm de longueur sur 2 à 5μm d'épaisseur, souvent plus fins à leurs extrémités; leur orientation est radiaire par rapport au nucleus (ph. F, pl. 14).

- Feutrage moins dense de cristaux plus courts à bouts droits, de 3 à 15μm sur 1 à 3μm, d'orientation statistiquement radiaire, avec des écarts angulaires par rapport au rayon variant jusqu'à 30 ou 40 degrés (ph. E, pl. 14; fig. 17 A, B, *in* Loreau et Purser, 1973). A la surface de certaines oolithes, la nanostructure est encore moins serrée; les cristaux statistiquement radiaires ont la forme d'aiguilles légèrement effilées de 0,3 sur 3μm (ph. E, pl. 15) et tendent à être tronqués, usés, coalescents à leur extrémité interne (fig. 17 F, *in* Loreau et Purser, 1973).

- Assemblage compact de nanograins subsphériques de 0,1 à 0,6μm de diamètre (ph. 6, pl. 15) comparable à ce qui existe dans les oolithes possédant la structure tangentielle; on observe parfois des formes de bâtonnets émoussés dans la zone intermédiaire avec les cristaux allongés (ph. E, pl. 14).

Ces oolithes (et pisolithes) ressemblent à des concrétions de certains sols et les cristaux euhédraux ou subhédraux de plusieurs microns de la structure radiaire ne sont pas sans rappeler fortement ceux des ciments de grès de plage (cf. § II C et pl. 23) et ceux d'encroûtements connus également sur la Trucial Coast (par exemple ph. F, G, pl. 36).

C. OOLITHES DU CENTRE DU BASSIN

Des oolithes sont communes, parfois abondantes, dans les boues argilo-carbonatées des parties axiales du Golfe Persique à des profondeurs de 80 à 100 m (fig. 4). Elles ont été notées initialement par Emery (1956) dans le détroit d'Hormuz. Ensuite Houbolt (1957), puis Sugden (1966) les décrivent en tant que pellets. Or, par leur structure, ces oolithes ressemblent étroitement à celles qui se forment dans les environnements côtiers variés : la plupart ont un cortex épais finement laminé et une taille moyenne de 1 mm de diamètre (ph. A, pl. 10); elles en diffèrent par leur couleur sombre dominante qui semble due à des traces de sulfure de fer hydraté, amorphe : l'hydrotroïlite (Sugden, 1966). L'analyse globale par diffraction des rayons X indique cependant que ces grains noircis sont principalement en aragonite. Des datation au C^{14} (par Shell Research) de ces oolithes prélevées à une profondeur d'environ 80 m donnent un âge compris entre 12000 et 15000 ans confirmant, comme on le soupçonnait, qu'elles sont reliques; de ce point de vue, elles sont comparables aux oolithes d'eau profonde du plateau continental du Yucatan (Logan et al., 1969). Elles sont particulièrement communes dans l'axe du golfe près du détroit d'Hormuz où elles peuvent être suffisamment abondantes pour constituer une

PLANCHE 16

Nanostructure des oolithes transportées dans le désert (Sud du Golfe Persique)

A : Vue d'ensemble d'une oolithe provenant du désert à 4km de la mer dans la région de Sila, à l'Ouest de la Sabkha Matti. Les cassures sont nombreuses affectant aussi bien la surface dans le détail que la totalité du cortex jusqu'au nucleus. Localisation (B) de la photo suivante. x 140.

B : Coupe du cortex de la même oolithe à la faveur d'une cassure naturelle montrant de grandes vacuoles de 10 à 50μm, communiquant entre elles ou avec l'extérieur. x 350.

C : Détail des vacuoles et localisation de la photo D. x 1400.

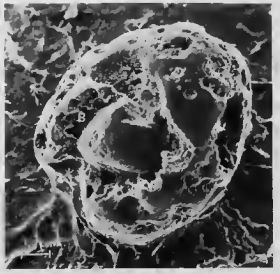
D : Détail du cortex sur la même coupe montrant la coalescence des particules élémentaires en bordure des vacuoles attribuées à la dissolution par la rosée mais sans doute préparées par l'existence de microperforations. x 7000.

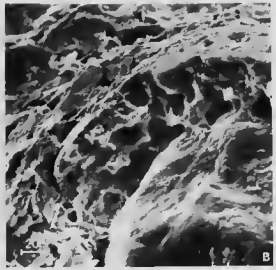
E : Autre oolithe du désert; même provenance. L'altération du cortex plus ou moins profonde se traduit plus particulièrement ici par un écaillage des laminations superficielles (cf. flèches). x 130.

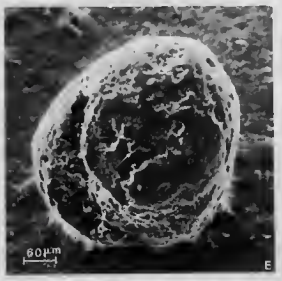
F : Surface de cette oolithe montrant la nanostructure serrée et la morphologie variée des particules aragonitiques allant des bâtonnets allongés émoussés aux nanograins subsphériques. x 14500.

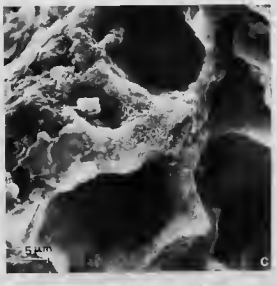
(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

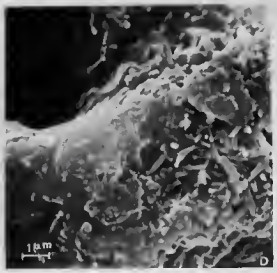
Source : MNHN, Paris











BIBL DU
MUSEUM
PARIS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

structure jointive (*packstone* selon Dunham, 1962). En général, on y trouve d'autres grains, y compris des Foraminifères planctoniques actuels; c'est-à-dire que ces sédiments relativement profonds et parfaitement en place comprennent des grains de divers milieux d'origine et de divers âges : exemple intéressant où des oolithes reliques, formées durant l'Holocène ancien à un niveau plus bas de la mer en milieu néritique peu profond, ont été complètement mélangées à des éléments pélagiques récents.

D. OOLITHES DANS LE DÉSERT

a) Présence abondante d'oolithes dans les sables du désert.

Le Sud du Golfe Persique comporte d'importantes dunes éoliennes non lithifiées composées à la fois de grains de quartz et de carbonates. Les dunes des îles-barrières d'Abu Dhabi décrites précédemment (§ 1 B) sont formées presque entièrement d'oolithes tandis que la plaine côtière près de Sila (fig. 9) est couverte de sable à 80 % d'oolithes jusqu'à 4 km de la côte. Le spectaculaire complexe de dunes qui couvre une grande part du désert Rub Al Khali a été examiné le long de la grande route entre Abu Dhabi et Buraimi (fig. 4). Dans cette région, à 40 km de la côte du Golfe Persique, le sédiment de ces dunes contient jusqu'à 50 % de grains arrondis calcaires qui sont au moins pour moitié des oolithes.

De toute évidence, la large distribution des oolithes dans les déserts du Sud du Golfe Persique est due au vent; on a vu que les oolithes formées dans les régions côtières peu profondes étaient transportées sur les plages adjacentes (§ 1 B, a, 1); de là, elles sont soufflées vers l'intérieur des terres, principalement par le «Shamal».

b) Modifications du cortex des oolithes du désert

En lame mince (ph. B, pl. 10), la structure des couches concentriques des cortex et leurs propriétés optiques sont identiques à celles des oolithes des milieux de formation ou peu transportées; mais il apparaît que les bords des oolithes sont irréguliers, que les cortex sont fortement endommagés et présentent un grand nombre de vacuoles plus ou moins larges (plusieurs dizaines de microns).

L'examen au microscope électronique à balayage confirme ces observations et montre des creux plus ou moins profonds à la surface des oolithes, un écaillage du cortex comme un oignon (ph. E, pl. 16) ou des cassures jusqu'au noyau (ph. A, pl. 16). C'est le résultat vraisemblable de chocs en milieu aérien mais préparé par le creusement de vacuoles (ph. B, pl. 16); celles-ci ont de 10 à 50μm, communiquent entre elles et avec l'extérieur; sur leur bord interne, les baguettes classiques d'aragonite passent rapidement à une nanostructure tendant à la coalescence (ph. C, D, pl. 16), indice probable de dissolution attribuée à la rosée ou aux pluies (exceptionnelles mais importantes). La nanostructure de la surface elle-même (ph. F, pl. 16) est au contraire rarement coalescente et cela semble bien en rapport avec l'absence ou l'altération du poli.

E. ENSEIGNEMENTS SUR LA SIGNIFICATION DES OOLITHES DANS LES FORMATIONS ANCIENNES D'APRES L'INVENTAIRE DES MILIEUX OOLITHIQUES DANS LE GOLFE PERSIQUE

a) Signification habituellement donnée aux oolithes des formations anciennes

Bien que de rares auteurs aient essayé de différencier méthodiquement les oolithes autochtones et les oolithes transportées (par exemple Lacey et Carozzi, 1967), la littérature abonde d'exemples où l'on interprète la présence d'oolithes comme étant celle du milieu générateur. En tout cas, dépôt oolithique est devenu synonyme de dépôt de «haute énergie».

Quelquefois encore, on dit que de vastes et épaisses formations oolithiques (au Jurassique notamment) sont sans rapport avec les dépôts actuels quelque peu limités. On les interprète comme étant le reflet d'une période exceptionnelle et longue d'un dépôt généralisé et dans des conditions forcément différentes des actuelles.

La répartition des oolithes à l'échelle d'un bassin (ici, le Golfe Persique) devrait permettre de juger ces inter-

Source : MNHN, Paris

prétations et de tirer des enseignements sur leur signification paléogéographique possible.

b) Bilan de la répartition observée à l'échelle d'un bassin.

1. Variété des milieux oolithiques et importance des oolithes de lagune.

On trouve des oolithes dans le Golfe d'Oman à - 101 m : elles sont cimentées et indiscutablement reliques, d'un âge estimé à - 15000 ans (Sarnthein, 1972). Au centre du bassin, depuis les profondeurs de 100 à 80 m à l'Est jusqu'à une profondeur d'environ 40 m vers le Nord-Ouest, les oolithes sont présentes dans des proportions très variables, dépassant parfois 50 % du sédiment (Emery, 1956; Sarnthein, 1972). Les datation par le C^{14} (Shell Research) sur des oolithes à l'Est et au Centre, en plein axe du bassin, donnent - 15000 à - 12000 ans, âges confirmés sur des agrégats dans des sédiments associés ou latéraux (Wagner et Van der Togt, 1973) et de plus en plus jeunes au fur et à mesure de la remontée par étapes de la transgression holocène. Les oolithes actuelles sont alors localisées à proximité des côtes dans le Sud-Est du Golfe :

- deltas de marées près d'Abu Dhabi;
- rides situées dans des chenaux étroits entre des îles et le rivage adjacent (par exemple : entre Yas et Jebel Dhanna, ou entre Barhain et la côte d'Arabie);
- côte de mer ouverte : à l'ouest de la Sabkha Matti, près de Sila;
- lagunes (Khor Odaïd, Jebel Dhanna) et «tidal flats» protégés (Umm Saïd).

Fig. 12 : Sable à 90-95 % oolithique sur la route bordant la plage d'Abu Dhabi (Golfe Persique). Cette photographie illustre plusieurs enseignements. - La présence de calcaires purement oolithiques dans les formations anciennes ne signifie pas que les oolithes se trouvent sur leur lieu de genèse avec tout ce que cela comporte comme cliché paléogéographique : forte agitation de l'eau en milieu peu profond (dit aussi «milieu de forte énergie»). Du fait du transport très important et varié, les oolithes ne sont pas en elles-mêmes caractéristiques d'un milieu; il faut établir (par les structures sédimentaires, les ciments, les modifications des cortex, etc...) la nature du dernier milieu où se sont déposées les oolithes. - L'argument qui consistait à dire que les milieux oolithiques actuels n'étaient pas un bon modèle pour expliquer les vastes formations anciennes (jurassiques par exemple) est à revoir : se superposant au déplacement des conditions mêmes de l'oolithisation, le transport - ici éolien - des oolithes peut conduire à des formations diachrones de géométrie et de grandeur sans rapport avec celles des milieux générateurs plus restreints à tout moment et dont l'observation actuelle n'est précisément qu'un de ces instantanés.

Source : MNHN, Paris

Enfin, des plages où elles sont souvent déposées, elles peuvent être transportées par le vent (fig. 12), tomber dans la boue carbonatée des lagunes derrière le cordon d'îles (fig. 6) ou s'accumuler en dunes (fig. 5). Elles forment ainsi des dépôts à 80-90 % oolithiques jusqu'à 4 ou 5 kilomètres de la mer (au sud de Sila, fig. 9 B) ou sont associées à des grains de sable, constituant 30 % des dunes jusqu'à 50 km de la mer, entre Abu Dhabi et Buraimi (fig. 4).

C'est dire la variété des milieux oolithiques et il faut souligner l'importante proportion d'oolithes se formant actuellement dans des lagunes - telles que Khor Odaïd (fig. 10 B), celles près de Jebel Dhanna (fig. 11) ou au Sud de l'île Gharab à l'Est d'Abu Dhabi (fig. 6) - et dans des environnements très protégés comme la côte sous le vent de la péninsule de Qatar près d'Umm Saïd (fig. 10 A).

2. Remise en question de la forte agitation de l'eau liée à la présence des oolithes et restriction de l'utilisation des seules oolithes dans la reconstitution de leurs paléomilieux.

On a pu compléter le tableau classique des milieux oolithiques exposés et peu profonds en trouvant dans un même bassin actuel :

- des oolithes profondes (reliques, certes; mais que représentent 15000 ans dans les formations anciennes, sinon un quasi-instantané?),
- des oolithes de lagunes,
- des oolithes dans le désert.

Ce simple bilan, sans remettre totalement en question l'interprétation des faciès purement oolithiques en termes d'agitation importante de l'eau et de faible profondeur, invite à plus de prudence et restreint l'utilisation des seules oolithes dans la reconstitution des paléomilieux.

Il est établi qu'un «grainstone» oolithique peut évoquer un milieu relativement «de haute énergie», c'est-à-dire de forte agitation de l'eau; mais il faut souligner qu'il s'agit d'une agitation intermittente repérée par son maximum et loin d'affecter l'ensemble de l'environnement, garder aussi en mémoire que des oolithes de lagune peuvent se présenter en structure jointive; et surtout, avant de conclure à ce schéma classique, il faut s'assurer de l'absence de transport à l'extérieur du milieu de genèse. La mise en évidence de ce dernier point est souvent discutable; en effet, parmi les critères retenus par Lacey et Carozzi (1967) pour distinguer oolithes autochtones et oolithes allochtones, il apparaît que l'existence même simultanée de traces d'abrasion des couches externes, de couches concentriques pétrographiquement différentes, de deux tailles moyennes dans un même échantillon, n'est pas significative d'oolithes transportées hors de leur milieu de formation : on trouve ces caractères dans les oolithes du delta étudié près d'Abu Dhabi où il est vain de distinguer milieux de genèse, de transport ou de dépôt puisque c'est le même milieu sédimentaire. Des oolithes plus facilement reconnaissables sont celles transportées dans le désert (parfois jusqu'à 50 km de la mer) : elles ont, pour la plupart, un cortex endommagé qui présente surtout de larges vacuoles de dissolution (due à la rosée ou aux rares pluies?). Il est possible aussi de reconnaître dans les calcaires anciens des oolithes à cortex plus ou moins important dont l'épaisseur le plus souvent régulière leur confère une morphologie dépendant étroitement de celle du nucleus : ces oolithes (pouvant d'ailleurs atteindre parfois plusieurs millimètres) évoquent incontestablement un milieu calme. Mais en fait, dans les séries passées, c'est l'étude d'autres caractères - dont le ciment - qui apporte parfois l'indication du milieu diagénétique et permet alors de déceler le dernier milieu où se sont déposées les oolithes.

3. Possible explication de l'extension des dépôts anciens sans rapport avec la grandeur limitée des environnements de genèse.

De par la répartition des oolithes et leurs âges respectifs, il est évident que l'extension des formations oolithiques dans le Golfe Persique est le résultat de la migration vers les bords actuels du Sud-Est du bassin des conditions d'oolithisation pendant les 15000 dernières années; elle est renforcée par un transport important vers l'intérieur du désert. Bien que les lieux de genèse des oolithes soient relativement petits à n'importe quel moment, on peut donc s'attendre dans les formations anciennes à ce qu'un transfert latéral continu ou alternatif des conditions de l'oolithisation, éventuellement renforcé par un transport, ait pour résultat possible des formations étendues et diachrones qui ne reflètent pas la géométrie et la grandeur des environnements où se sont formées les oolithes.

Source : MNHN, Paris

II. - COMPARAISON DES OOLITHES DU GOLFE PERSIQUE AVEC CELLES DE DIVERSES PROVINCES CARBONATÉES

A. RESSEMBLANCE DES OOLITHES CLASSIQUES DU GOLFE PERSIQUE AVEC CELLES DES BAHAMAS, MAIS DISTRIBUTION DIFFÉRENTE

Il est seulement question ici des oolithes les plus répandues sur les marges des plates-formes bahamiennes, la comparaison avec les oolithes de la lagune de Bimini (Bathurst, 1967) étant discutée au § B suivant.

a) Nanostructure des oolithes des Bahamas.

1. Morphologies et arrangements mutuels des particules élémentaires des cortex.

L'étude au microscope électronique à balayage a porté essentiellement sur les enveloppes corticales (en surface et en coupe) d'environ 1200 oolithes extraites de 8 échantillons.

Dans les oolithes où domine la structure tangentielle d'après l'observation en lame mince (ph. A, B, pl. 17), les particules élémentaires des cortex ont les formes suivantes :

- des «aiguilles» d'aspect émoussé de 0,5 à 1,7μm (mode à 1μm) sur 0,15 à 0,3μm, dont les contacts portent rarement sur toute la longueur des cristallites. Il s'agit bien des mêmes baguettes allongées de faciès anhédral rencontrées dans les oolithes du Golfe Persique et constituant une nanostructure plus ou moins tassée (= plus ou moins serrée) : ph. D, F, pl. 17; ph. D, pl. 19;
- des aiguilles pointues, subhédrales (observées seulement dans la couche externe) et des prismes allongés euhédraux de 1 à 2,5μm de longueur sur 0,2μm d'épaisseur, moins bien classés que précédemment; cet ensemble se présente comme une nanostructure non tassée (dite **punctique** d'après le feutrage peu dense où les contacts se limitent à quelques **points** entre aiguilles) : ph. E, pl. 17; ph. G, pl. 18.

Ces baguettes et aiguilles ont une orientation statistiquement tangentielle (ph. D, E, F, pl. 17) sauf si elles sont localisées dans des microperforations (probablement algaires) ou dans des dépressions de la surface irrégulière

PLANCHE 17

Microstructure et nanostructure des oolithes des Bahamas

A, B : Oolithes des Bahamas montrant l'alternance classique de couches claires à orientation optique et de couches sombres ou grises «cryptocristallines». Inclusion Norsodyne, lame mince, x 30. A : lumière polarisée analysée, B : lumière polarisée non analysée.

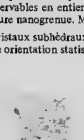
C : Oolithe de même provenance observée au microscope électronique à balayage. x 90.

D : Surface de l'oolithe précédente montrant un premier type de nanostructure très fréquent et tout à fait comparable à ce qui est observé dans les oolithes du Golfe Persique (cf. pl. t1) : nanostructure punctique à serrée (= non ou peu tassée) de nanocristaux anhédraux (bâtonnets allongés émoussés) de 0,5 à 1,7μm de longueur (mode à 1μm) sur 0,15 à 0,3μm d'épaisseur, d'orientation statistiquement tangentielle. M.E.B., x 15000.

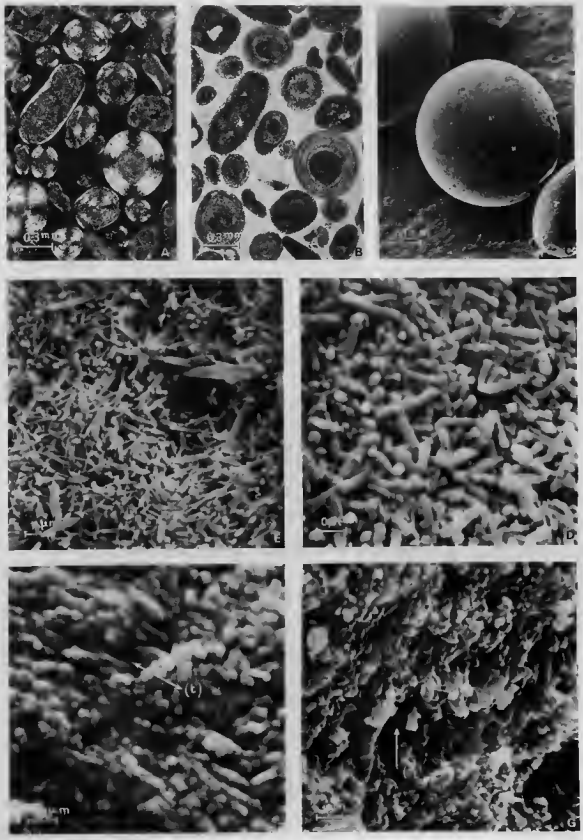
E : Autre surface d'oolithe montrant une nanostructure plus rare : nanostructure punctique (= non tassée) d'aiguilles subhédrales de t à 2,5μm de longueur (mode à 1,5μm) sur 0,2μm d'épaisseur, d'orientation statistiquement tangentielle. M.E.B., x 7500.

F : Coupe dans le cortex d'une oolithe de même provenance montrant une orientation statistiquement tangentielle (indiquée par t) des particules élémentaires. Puisque dans le plan statistiquement tangent elles occupent toutes les positions autour du rayon (cf. D et E), rares sont celles qui sont observables en entier selon leur allongement; la plupart sont observées de 3/4 et surtout en bout donnant l'apparence d'une structure nanogrenue. M.E.B., x t5000.

G : Autre coupe dans un cortex montrant des nanocristaux subhédraux ou euhédraux de 0,5 à 2μm de longueur sur 0,2 à 0,7μm, parfois lamellaires, avec contacts très serrés et une orientation statistiquement radiaire (flèche r). M.E.B., x 7500.

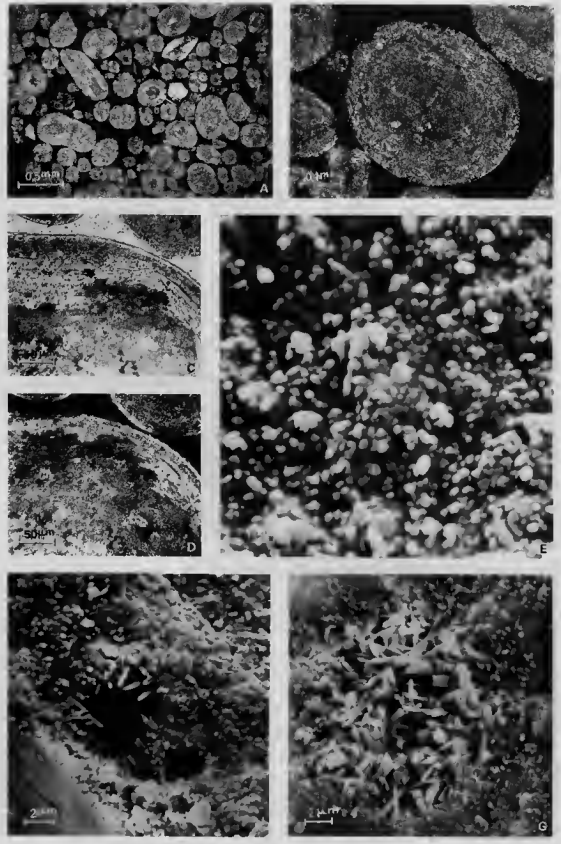


Source : MNHN, Paris



BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

d'un grain (oolithe composée par exemple, ph. C, pl. 19). Dans le premier cas, leur orientation est en moyenne normale aux parois de la perforation (ph. F, pl. 18) ou quelconque (ph. G, pl. 18). La surface irrégulière d'agrégats à cortex oolithique présente une variation intéressante de nanostructures : dans les creux où les particules élémentaires sont ainsi protégées des chocs mutuels et de l'abrasion, leur orientation est quelconque (ph. D, pl. 19); au contraire, les bosses bien exposées sont lisses et polies comme la surface de nombreuses oolithes (aussi bien des Bahamas que du Golfe Persique) et présentent une nanostructure tendant à la coalescence (ph. E, pl. 19).

Ont également été observées, mais avec une fréquence faible :

- des lamelles de 0,1 à 0,2μm d'épaisseur sur 2μm de large, d'orientation statistiquement tangentielle (ph. A, B, pl. 19);
- des cristaux subhédraux, allongés et aplatis, de 0,5 à 2μm de long sur 0,2 à 0,7μm de large avec des contacts très serrés et une orientation radiaire (ph. G, pl. 17).

Dans les oolithes cryptocristallines (ph. A, B, pl. 18) le cortex plus ou moins laminé est constitué par un assemblage compact de nanograins subsphériques dont la taille varie de 0,1 à 0,6μm avec un mode à 0,25μm (ph. E, F, pl. 18). Les plus grands résultent d'une coalescence de plus petits; leurs contacts sont plus ou moins serrés.

Au total, comme dans les oolithes du Golfe Persique, on observe :

- la structure tangentielle serrée (= plus ou moins tassée) de nanocristaux allongés et anhédraux,
- la structure punctique (= non tassée) de ces mêmes «aiguilles» ou «bâtonnets», mais orientés au hasard,
- la structure tendant à la coalescence,
- la structure nanogrenue.

Exceptionnellement est notée la structure radiaire à microcristaux subhédraux. Enfin, la structure serrée (= tassée) à lamelles orientées tangentiellement non observée dans les oolithes du Golfe Persique est à rapprocher de celle observée dans des oolithes de l'Holocène ancien de Djerba (Loreau, 1970 a) et dans la pélagosite actuelle du Golfe Persique (chapitre suivant).

PLANCHE 18

Microstructure et nanostructure des oolithes des Bahamas (suite)

A : Ensemble d'un autre sable oolithique où 80 à 90 % des oolithes ont un cortex cryptocristallin dit micritique. La flèche indique l'existence de fines lamines claires et la limite interne des zones cryptocristallines aussi nette que l'externe. Inclusion Norsodyne, lame mince, lumière polarisée analysée. x 30.

B : Une de ces oolithes à nucleus sensiblement plus sombre que le cortex reconnu comme tel à cause de la présence d'une vague structure concentrique. Même préparation, lumière polarisée analysée. x 120.

C : Détail dans une autre oolithe montrant une structure cryptocristalline alternant avec une structure orientée mais également localisée, latéralement à ces zones claires, dans des microperforations. Lame mince, lumière polarisée non analysée. x 120.

D : Même détail en lumière polarisée analysée montrant la répartition des zones «micritiques» restant plus claires alors que les zones de structure orientée dans les plans du polariseur et de l'analyseur sont éteintes. Le contact de deux couches concentriques de structure différente peut être aussi net qu'irrégulier - dû à des microperforations secondairement comblées -.

E : Coupe dans le cortex d'une oolithe micritique montrant une structure nanogrenue compacte où les nanograins subsphériques ont une taille de 0,1 à 0,6μm avec un mode à 0,25μm. Les plus grands sont constitués par des plus petits et prennent de ce fait une structure de type morula. M.E.B., x 8500.

F : Coupe dans le cortex d'une oolithe de même provenance et de même structure nanogrenue montrant une section transversale de microperforation (algaire?) où des nanocristaux émoussés de 1 à 2μm sur 0,2μm poussent en position normale à la paroi-support. Cette photo illustre le premier stade de micritisation selon Bathurst (1966) : altération d'une structure primaire par des microperforations. M.E.B., x 4000.

G : Autre coupe transversale de perforation fortement comblée par des nanocristaux euhédraux non orientés. Cette photo illustre davantage le deuxième stade de micritisation où les microperforations sont ensuite remplies par des cristaux (ici précipités *in situ*, mais qui peuvent parfois provenir d'une boue). Il convient de remarquer que la micritisation prend place ici au sein d'une structure nanogrenue (= cryptocristalline en lame mince) c'est-à-dire déjà micritique initialement et non «micritisée». (Voir aussi § II A, a, 2). M.E.B., x 3500.

Source : MNHN, Paris

2. La structure cryptocristalline : une convergence. Distinction entre structure résultant de la micritisation selon Bathurst et la structure cryptocristalline primaire. Rappel de l'évidence du caractère primaire de la structure nanogrenue.

Les nombreuses observations de destruction du cortex par des microorganismes (ph. F, pl. 18 par exemple) illustrent le premier stade de micritisation selon Bathurst (1966), c'est-à-dire qu'une première structure est altérée par des microperforations qui sont ensuite remplies par des cristaux; ces cristaux sont ici précipités *in situ* (ph. F, G, pl. 18) mais ils peuvent provenir d'une boue (Loreau, 1970 b). Si les microperforations sont nombreuses, au terme de leur remplissage (2ème stade de micritisation illustré surtout ph. G, pl. 18), une structure non orientée, cryptocristalline en lame mince (dite souvent micritique) finit par remplacer la structure originelle. Cela peut être l'origine des zones cryptocristallines concentriques ou en lentilles, plus ou moins régulières, visibles dans les oolithes (cf. ph. C, D, pl. 18). Mais, il convient de remarquer ici que la structure initiale des lamines du cortex est elle-même cryptocristalline, nanogrenue. S'agit-il déjà de l'altération de la structure à baguettes émoussées et orientées qui conserverait néanmoins la nature minéralogique (comme le pensaient Newell et al., 1960)? Très rares sont les intermédiaires entre la morphologie en «aiguilles» plus ou moins émoussées et celle des nanograins, de telle sorte qu'une fragmentation (mécanique ou chimique) n'est envisageable qu'exceptionnellement. S'il est une structure qui semble évoluer à partir de celle composée par des baguettes orientées, c'est seulement la structure coalescente; et dans ce cas, malgré l'absence de morphologie et d'orientation nettement reconnaissable au microscope électronique à balayage (en dehors des lamelles) il apparaît qu'à l'échelle de la lame mince, l'orientation optique est conservée. Ici, la morphologie des particules est nettement visible et leur ensemble homogène constitue la structure nanogrenue typique rencontrée plus particulièrement au sein ou au contact de matière organique (cf. chap. I); l'absence d'autres formes, témoins de grains antérieurs ou intermédiaires, la fait considérer comme primaire. Une telle structure des oolithes cryptocristallines, comme celle de certaines lamines cryptocristallines, grises, à matière organique diffuse et à bords nets, est primaire et ne peut être considérée comme le résultat d'une micritisation.

PLANCHE 19

1) Nanostructure des oolithes des Bahamas (suite)

A : Cassure fraîche dans une oolithe à structure «cryptocristalline» nanogrenue largement dominante montrant cependant une décortication possible qui souligne la zonation concentrique. Localisation (B) de la photo suivante. M.E.B., x 150.

B : Surface de la cassure fraîche de l'oolithe précédente montrant une nanostructure à lamelles de 2 à 4 μm de large sur 0,2μm environ au sein d'une structure nanogrenue. M.E.B., x 7500.

C : Oolithe composée de forme irrégulière, bosselée (= bothrioïde) comportant des surfaces «en creux» d'aspect mat et des surfaces «en bosse» d'aspect brillant, poli. M.E.B., x 45.

D : Nanostructure d'une surface «en creux» de l'oolithe précédente à bâtonnets allongés anhédraux de 1 à 2μm sur 0,2μm, peu ou non tassés, sans orientation préférentielle. M.E.B., x 11000.

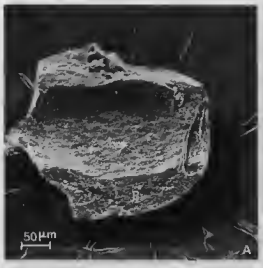
E : Surface d'une partie bosselée et polie de cette oolithe montrant une nanostructure tendant à la coalescence où la morphologie initiale des particules est rarement reconnaissable. M.E.B., x 15000.

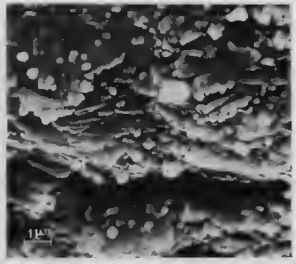
2) Mise en évidence de la structure tangentielle dans le cortex d'oolithes des sources thermales (Karlsbad)

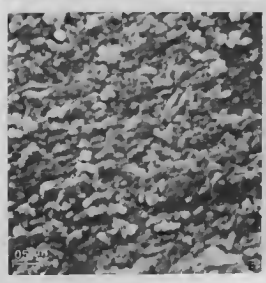
F : Pisolithe des sources thermales de Karlsbad (Tchécoslovaquie) où le cortex présente des lamines très nettes alternativement claires, cristallines et sombres micritiques. Certaines des couches claires, de couleur beige (alors que les autres sont limpides) ont une structure tangentielle. Lame mince, lumière polarisée analysée. x 8.

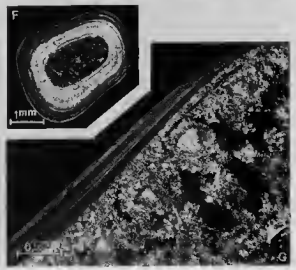
G : Détail du bord d'un pisolithe de même provenance à surface lisse et polie. La coupe montre nettement, au-dessus d'une zone claire calcitique non orientée, des lamines de structure tangentielle évoquant d'ailleurs celle des encroûtements de pélagosite (cf. pl. 26). Lame mince, lumière polarisée analysée. x 22.

Source : MNHN, Paris



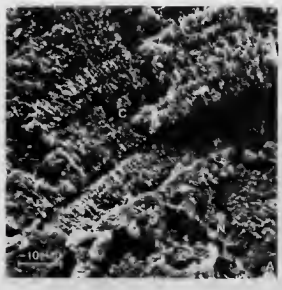


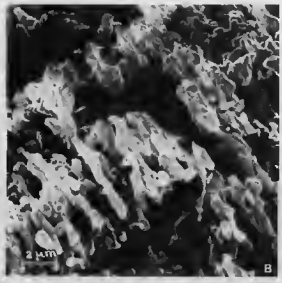


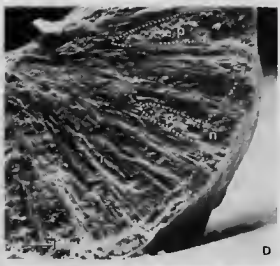


BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris







Source : MNHN, Paris

Finalement, cet exemple éclaire le caractère convergent de la structure cryptocristalline - dite micritique - tant par la variété de ses nanostructures que par ses origines diverses.

b) Passage continu de la structure oolithique à celle de pellet et homologie des particules élémentaires qui les constituent.

Les oolithes micritiques des Bahamas précédemment décrites illustrent aussi le passage continu de la structure des oolithes à celle des pellets (ph. A, B, pl. 18). Autour d'un pellet servant de nucleus peut s'observer un cortex essentiellement micritique mais reconnu comme cortex oolithique à cause de l'existence de fines lamines claires (à orientation optique tangentielle) ou de la présence d'une vague structure concentrique ou seulement d'une teinte légèrement différente du nucleus. Si la limite plus ou moins diffuse entre le noyau et le cortex n'est pas visible, rien ne permet alors de dire s'il s'agit d'une oolithe complètement micritique ou un pellet (= une micro-

PLANCHE 20

1) Modifications structurales provoquées par traitement à l'acide faible des surfaces d'échantillons calcaires

A : Section d'oolithe dans un calcaire oxfordien de l'Yonne, légèrement polie, attaquée à l'acide acétique à 5/100 N pendant 10 secondes et rincée à l'eau distillée, montrant clairement le noyau (N) et le cortex (C). Par rapport à une surface sans traitement du même échantillon (ph. E, pl. suivante), la topographie est accentuée, les lamines concentriques sont bien individualisées et la mesure de leurs épaisseurs (2 à 10 μm) est facilitée; enfin, apparaît nettement l'orientation radiaire des particules constituant ces laminations corticales. M.E.B., x 1000.

B : Détail de la photo précédente. Par rapport à la nanostructure observée sur fracture fraîche du même échantillon (ph. E, pl. suivante), il apparaît que les caractères à cette échelle sont très modifiés et ne correspondent pas à ceux des particules constituant réellement le cortex. En particulier, des sortes de ponts carbonatés entre nanograins ovoïdes conduisent à une nouvelle morphologie allongée, irrégulièrement renflée puis effilée des particules élémentaires; la taille de ces grains est plus grande (2 à 10 μm); les contacts entre eux sont moins serrés. A cause de l'introduction de ces artéfacts empêchant d'observer les véritables nanostructures, ce procédé a été éliminé et, d'une manière plus générale, rend douteux certains résultats d'auteurs l'ayant employé. M.E.B., x 4500.

2) Structure et nanostructure des oolithes du Grand Lac Salé

C : Vue d'ensemble d'un sable oolithique du Grand Lac Salé. Échantillon Eardley dû à la courtoisie de C.F. Kahle. Certains cortex ont une épaisseur constante, de telle sorte que les noyaux (généralement les plus grands observés) influencent la forme des oolithes (1) comme celle des oolithes de milieux protégés étudiés dans le Golfe Persique. Mais, dans ce même échantillon, la plupart des cortex présente une épaisseur plus fine à l'endroit des bosses (2) : l'oolithe tend vers une forme arrondie ou ovoïde indépendante de celle du noyau comme dans le cas général des oolithes marines de milieux exposés. Deux types de surfaces existent ici : lisses et régulières d'une part (3), irrégulières d'autre part et donnant à l'oolithe l'aspect dit «cérébroïde» (4). C'est dire la complexité d'un tel sédiment rassemblant des éléments apparemment caractéristiques de milieu protégé et d'autres de milieu dit «agité». Les laminations concentriques sont souvent masquées par l'orientation radiaire des cristaux. Inclusion Norsodyne, lame mince, lumière polarisée analysée. x 22.

D : Coupe dans une des oolithes de ce sédiment montrant l'existence de deux types dominants de structures : l'une composée par des grains très petits sans orientation visible (n) constitue ici une zone externe et des rayons (p); l'autre composée par des sortes de fibres d'orientation statistiquement radiaire (r) est largement dominante dans le cortex. M.E.B., x 170.

E : Bord de l'oolithe vue en coupe dans la photographie précédente montrant une zone externe de structure nanogrenue et l'essentiel du cortex de structure radiaire dans l'ensemble, sphérulitique dans le détail - c'est-à-dire que localement un certain nombre de cristaux partent d'un point plus restreint et rayonnent en gerbe (s) -. Localisation (F) de la photo suivante. M.E.B., x 450.

F : Détail montrant clairement que les «fibres» d'orientation statistiquement radiaire sont des cristaux euhédraux ou subhédraux, allongés, serrés, de taille variable de 1 à 10 μm de large sur 5 à plusieurs dizaines de μm de long, les plus grands probablement mâclés; en bas, à droite, on note le début d'une lamine de structure nanogrenue. Une telle nanostructure n'est pas sans rappeler ce qui est observé dans les oolithes radiaires du Golfe Persique (ph. E, pl. 14) et dans de nombreux ciments aragonitiques. M.E.B., x 2000.

Source : MNHN, Paris

gravelle). A l'échelle du microscope électronique à balayage, les particules élémentaires qui constituent les unes et les autres sont d'ailleurs identiques : nanograins subsphériques de 0,2µm environ ou nanocristaux allongés de 1µm, anhédraux ou subhédraux, sans orientation préférentielle.

C'est l'évidence qu'il faudra d'abord résoudre le problème de la genèse des particules élémentaires, commun à la plupart des sédiments aragonitiques, avant d'aborder la question supplémentaire de la genèse d'une structure particulière comme celle des oolithes.

c) Distribution comparée des oolithes dans le Golfe Persique et sur les plates-formes des Bahamas.

1. Caractères similaires des milieux de formation des oolithes.

Des descriptions de Illing (1954), Newell et Rigby (1957), Newell et al. (1960), il semble ressortir que les environnements où se forment les oolithes ont les mêmes caractères que ceux observés dans le Golfe Persique :

- brusque remontée du fond formant talus et correspondant de très près avec le début du dépôt des sédiments oolithiques,
- profondeur inférieure à 4 m (unanimement reconnue),
- agitation variable de l'eau mais statistiquement forte,
- ensemble de rides et de dépressions (cf. Newell et Rigby, 1957, p. 51).

Bien que l'accent n'ait pas été mis sur le système de courants réversibles ou multidirectionnels maintenant les oolithes dans le milieu apparemment favorable à leur genèse, il semble que ces conditions existent, en particulier les courants de marée (Newell et Rigby, p. 55).

2. Différences de distribution des sédiments carbonatés (y compris les oolithes) liées aux morphostructures diamétralement opposées.

La différence la plus grande entre les oolithes du Golfe Persique et celles des Bahamas ne concerne pas les structures, taille ou environnement de formation, mais leur distribution dans les provinces respectives (en même temps que tous les sédiments calcaires peu profonds dont elles ne sont qu'un cas particulier presque toujours présent). Elle résulte de l'opposition évidente des morphostructures - bassin fermé peu profond contre haut fond ouvert au milieu de l'océan - et les sédiments calcaires (comprenant les oolithes) ne peuvent avoir les mêmes rapports avec les sédiments océaniques et avec la ligne de rivage. Les oolithes du Golfe Persique se forment le long des rivages et des quantités considérables s'accumulent dans les milieux intertidaux et même dans le désert; leur relation avec des sédiments marins vraiment profonds est inexistante. Les oolithes des Bahamas se forment sur les bords des plates-formes qui sont souvent loin des rivages et seulement une faible fraction s'accumule au-dessus du niveau de la mer; la plupart des oolithes bahamiennes, en raison même de leur proximité du bord bien défini des plates-formes, sont proches d'environnements océaniques dans lesquels certaines peuvent être transportées.

3. Comparaison des facteurs de la sédimentation calcaire.

On pourrait penser que le mécanisme général, invoqué pour expliquer la concentration des sédiments carbonatés (y compris les oolithes) sur les plates-formes bahamiennes, est différent dans le Golfe Persique : du fait même que les sédiments équivalents sont loin des eaux océaniques, il paraît difficile de faire intervenir, telle qu'aux Bahamas, l'hypothèse selon laquelle l'extraction du carbonate de calcium de l'eau de mer est la conséquence de la modification relativement rapide des eaux océaniques affluant sur les bancs peu profonds. Par exemple, les auteurs s'accordent pour constater sur la traversée du Grand Banc des Bahamas d'Ouest en Est les faits suivants : une élévation de température de l'eau, une diminution de la teneur en CO_2 (Black, 1933), une évaporation, une augmentation de la salinité (Black, 1933; Smith, 1940), une augmentation du temps de résidence des eaux, une première augmentation puis une chute du produit d'activité $aCa^{++}.aCO_3^{--}$ - chute en relation avec la précipitation d'aragonite - (Smith, 1940; Cloud, 1962; Broecker et Takahashi, 1966), un remplacement continu du volume d'eau perdu par de nouvelles eaux océaniques (Weyl, 1963). Or, dans le détail, des évolutions continues de ces facteurs dans le Golfe Persique sont comparables (Emery, 1956; Sugden, 1963; Kinsman, 1964;

Source : MNHN, Paris

Evans et al., 1973). Rien ne prouve que le mécanisme général encore mal étudié soit différent; il faut substituer la relation «milieu océanique - immenses plates-formes peu profondes», à celle de «milieu général du Golfe - zones sublittorales peu profondes et lagunes»; seule l'échelle n'est pas la même et l'étendue des dépôts carbonatés réellement comparables (boues à «aiguilles», pellets, oolithes) est d'ailleurs plus faible dans le Golfe Persique qu'aux Bahamas.

B. COMPARAISON DES OOLITHES DU GOLFE PERSIQUE AVEC CELLES D'AUTRES PROVINCES A SÉDIMENTS CARBONATÉS : COTE EST-AMÉRICAINE, AUSTRALIE, MER ROUGE, LAGUNE DE BIMINI, GRAND LAC SALÉ

a) Les oolithes de structure «tangentielle» : présence dans toutes les provinces à sédiments carbonatés (sauf Grande Barrière).

La structure statistiquement tangentielle de la plupart des oolithes actuelles du Golfe Persique, semblable à celle des oolithes des Bahamas, a été également observée par Rusnak (1960), Freeman (1962) et Behrens (*in* Frishman, 1969) dans des oolithes le long de la côte du Texas, par Fabricius et Klingele (1970) dans celles du Golfe de Suez, par Davies (1970) dans celles du fond de Shark Bay, Australie occidentale, par Pavlidis et al. (1972) dans celles du Golfe de Batabano, Sud de Cuba. Dans une lagune on a pu observer le passage progressif des pellets aux grains à film oolithique mince (§ I, B, b), ce qui n'est pas sans rappeler l'environnement et la structure des oolithes de la lagune de Bimini décrits par Bathurst (1967).

Bien qu'elle puisse subir des transformations diagénétiques, cette structure «tangentielle» existe aussi dans des oolithes de sédiments meubles ou consolidés, d'âge holocène ancien et pleistocène, tels ceux situés :

- au centre du Golfe Persique (§ I, C)
- sur de nombreuses îles des Bahamas et dans le Sud de la Floride (Newell et Rigby, 1957; Ginsburg, 1957; Hoffmeister et al., 1967; Robinson, 1967)
- sur le plateau continental au large de la Géorgie (Pilkey et al., 1966)
- dans le Golfe du Mexique, sur le plateau continental du Yucatan (Logan et al., 1969)
- dans le Sud Tunisien et dans le Golfe de Gabès (Lucas, 1955; Fabricius et al., 1970).

La structure statistiquement tangentielle des oolithes semble à la fois :

- un caractère marin (sauf une exception dans des sources thermales, cf. p. 92 et ph. F, G, pl. 19),
- répandue dans toutes les provinces de formation de calcaires (sauf Grande Barrière),
- et limitée aux oolithes actuelles, holocènes et pleistocènes; plus avant dans le temps, le problème se pose de savoir si elle a existé ou si elle est complètement modifiée.

b) Distribution des oolithes «radiaires»

La structure radiaire des oolithes se formant dans les environnements protégés du Golfe Persique et qui est à la fois aragonitique et primaire, semble au contraire rare; elle n'est connue ailleurs que dans des oolithes d'une lagune du Golfe d'Aqaba (Friedman et al., 1973) et surtout dans les oolithes du Grand Lac Salé, dont la nature entièrement aragonitique est maintenant bien établie (Kahle, 1974; Sandberg, 1975). Il semble que ces trois cas d'oolithes radiaires aragonitiques soient les seuls connus à ce jour, la nature des oolithes radiaires de la Laguna Madre étant en calcite magnésienne (Rusnak, 1960; Behrens, *in* Frishman, 1969) ainsi que celle de la Grande Barrière de Corail (Marshall et Davis, 1975); il est à noter que la forme irrégulière de ces oolithes, liée à la forme du nucleus, commune à celles de la Laguna Madre et du Golfe Persique et indépendante de la nature minéralogique serait bien caractéristique de milieux protégés.

Les oolithes aragonitiques du Grand Lac Salé, pourtant radiaires, présentent une taille (limitée au millimètre), une morphologie et parfois une surface lisse, polie, comparables aux oolithes marines classiques (cf. ph. C, pl. 20). Leur accumulation considérable, leur situation toujours sous l'eau sont d'ailleurs sans rapport avec les dépôts beaucoup moins denses d'oolithes radiaires intertidales ou supratidales du Golfe Persique. Leurs milieux de for-

Source : MNHN, Paris

mation ne sont pas spécialement protégés : c'est en bordure des rivages du lac les plus exposés au vent et, de ce fait, soumis aux vagues les plus importantes que se trouvent les sables oolithiques et, en particulier, les oolithes les plus grandes (Eardley, 1938, p. 1359). Ce caractère des milieux de genèse et leur localisation presque exclusivement le long des rivages permet de comparer schématiquement la distribution des oolithes radiaires du Grand Lac Salé avec celle de la plupart des oolithes tangentielles du Golfe Persique, de Shark Bay et du Golfe de Suez. Mais, ce rapprochement doit être limité car des données suffisamment précises sur l'environnement des oolithes du Grand Lac Salé sont absentes depuis les travaux d'Eardley (1938). Les caractéristiques du lac, la répartition des faciès et les relations entre sédiments oolithiques et milieux mériteraient à nouveau une étude détaillée pour une plus ample comparaison avec les conditions des milieux oolithiques marins qui viennent d'être démontrées.

III. - COMPARAISON DES STRUCTURES DES OOLITHES ACTUELLES ET ANCIENNES : REMISE EN QUESTION DE L'ACQUISITION SECONDAIRE DES STRUCTURES RADIAIRES ET MICRITIQUES DES OOLITHES ANCIENNES

Les structures radiaire et micritique, mises en évidence dans les oolithes actuelles aragonitiques de large répartition géographique et de milieux divers, évoquent évidemment les mêmes structures déjà connues depuis longtemps et supposées secondaires dans les cortex calcitiques des oolithes anciennes. Cette existence dans les oolithes actuelles appelle un réexamen des arguments de L. Cayeux, le premier à avoir prôné l'acquisition secondaire de la structure radiaire (1931).

A. FAIBLESSE DES ARGUMENTS DE L. CAYEUX CONCERNANT L'ACQUISITION SECONDAIRE DE LA STRUCTURE RADIAIRE ET DE LA STRUCTURE CRYPTOCRISTALLINE DES OOLITHES

La suite continue des oolithes aux pseudo-oolithes cryptocristallines observable dans de nombreux calcaires anciens était transposée par L. Cayeux (1935) comme l'altération dans le temps d'une première structure; il interprétait la structure cryptocristalline comme secondaire, conduisant à «l'effacement de la structure concentrique»; c'était ne pas connaître à ce moment-là de telles structures existant d'emblée dans les oolithes actuelles.

D'après Cayeux également la structure radiaire (ou «radiée») des oolithes anciennes est secondaire :

- Dans divers exemples, des oolithes montrent une structure radiée dont «les rayons sortent du cadre des oolithes et se prolongent dans la gangue calcaire voisine».
- Un autre calcaire permet d'observer «des oolithes dont la structure radiée envahit les noyaux, en se développant parfois dans toute l'épaisseur».
- Les sédiments des formations actuelles (connus de L. Cayeux) «ne renferment pas une seule oolithe à structure radiée».

Donc, pour L. Cayeux, cette structure «prend naissance lorsque la concrétion est entièrement formée et après sa mise en place. Et c'est ainsi qu'elle peut s'étendre au-delà de l'enveloppe feuilletée. Toutes les fois qu'elle se prolonge dans le ciment, on est fondé à conclure que sa genèse se rattache intimement à l'épisode de la consolidation de la gangue...» (Cayeux, 1931, p. 1369; 1935, p. 225).

Il a ainsi bâti sa conclusion qui allait influencer pour longtemps la façon d'aborder les problèmes de diagenèse sur trois arguments qu'il est bon de réexaminer :

1. - «Des rayons du cortex se prolongent dans le ciment».

Il est incontestable que dans certains calcaires, le ciment est radiaire à la surface des éléments (cf. ph. A, B, pl. 21) mais Cayeux ne donne aucune figuration et on peut se demander s'il ne s'agit pas simplement de ce type banal de ciment. En fait, les «rayons» ne se prolongeraient pas : il y aurait coïncidence entre la structure radiaire du cortex et la structure du ciment constitué par des cristaux de même orientation (comme dans les grès de plage

Source : MNHN, Paris

- ph. D, pl. 23 - ou des surfaces durcies sous-marines).

2. - «Des rayons se prolongent dans le noyau».

Ici encore l'absence de figuration, tant en 1931 qu'en 1935, enlève du poids à l'affirmation. On peut s'interroger sur ce qui permet de reconnaître la limite du noyau ou se demander si des sections tangentielles traversant peu le noyau ne sont pas susceptibles d'induire en erreur. D'autre part, si le nucleus est bien de structure radiaire - vraisemblablement secondaire - ce n'est pas un argument pour déduire que le cortex a acquis, lui aussi, sa structure radiaire secondairement; en effet, rien n'empêche d'envisager *a priori* la recristallisation du nucleus et la croissance par épitaxie de nouveaux cristaux de calcite orientés sur ceux déjà radiaires du cortex.

3. - Le dernier argument estimé «très décisif» et sans doute valable en 1935 ne tient plus, puisque sont bien connues des oolithes actuelles radiaires de plusieurs milieux et réparties dans le monde.

C'est dire la faiblesse des arguments de L. Cayeux; pourtant, immense fut la portée d'une telle façon de voir au nom d'un uniformitarisme étroit - en contradiction avec le principe non moins exagéré des causes anciennes qu'il invoquait (1941) -. Il convient en effet de remarquer combien cette référence à la structure et à la nature minéralogique des sédiments actuels a servi de base à de nombreux géologues pour projeter dans le passé la structure et la nature des sédiments analogues et envisager leurs transformations diagénétiques.

En première analyse, les structures radiaire et micritique ne peuvent donc plus être considérées comme nécessairement secondaires, diagénétiques. Cela ne suffit pas non plus pour affirmer leur caractère primaire et une comparaison plus précise entre les oolithes anciennes et actuelles s'impose.

B. RAPPEL DES STRUCTURES ET NANOSTRUCTURES DES OOLITHES ANCIENNES COMPARÉES AUX ACTUELLES

La structure à la fois concentrique et radiaire dans les cortex oolithiques de calcaires anciens est connue de tous. Des variantes existent : alternance de structure radiaire claire et de structure micritique (ph. A, pl. 21; ph. D, pl. 22), présence de «piliers» micritiques sombres soulignant la structure radiaire (ph. D, pl. 21), arrangement concentrique peu ou non marqué (ph. F, pl. 21; ph. B, pl. 22), structure micritique dominante ou exclusive (ph. F, pl. 21), structure sparitique seule (ph. B, C, pl. 22), etc... (cf. Bathurst, 1971, p. 83). Il ressort finalement que trois structures fondamentales :

- radiaire (et produisant la croix noire entre nicols croisés),
- micritique,
- sparitique,

peuvent se présenter seules ou en alternance avec une organisation concentrique plus ou moins fine (ph. D contre ph. A, pl. 21) et plus ou moins nette (ph. D contre ph. F, pl. 21).

a) La structure radiaire et les nanostructures correspondantes.

Au microscope polarisant la structure radiaire apparaît sous trois aspects :

1. - Le plus fréquemment, elle est composée par des cristallites minuscules (de l'ordre du micron) organisés ou non en couches concentriques souvent très fines (ph. D (1), pl. 22); leur orientation est seulement déduite par l'emploi de lames additionnelles; ils constituent des plages pseudo-monocristallines à biréfringence anormalement faible pour la calcite : des teintes allant de la teinte sensible du premier ordre à celle du deuxième ordre (avec le vert de deuxième ordre très fréquent) correspondent dans des lames minces de 15 à 20 μm d'épaisseur à une valeur de 0,045 ± 0,010 contre 0,172 pour la calcite standard. A l'aide d'un quartz compensateur, on peut vérifier que l'indice le plus petit (np) correspond avec le rayon; transposant cette observation aux cristallites de calcite (d'allongement négatif) on en déduit que les axes optiques portant np sont donc radiaires et si ces cristallites sont allongés, leur allongement est selon le rayon. Une structure radiaire aussi finement organisée ne semble pas avoir d'équivalent dans les oolithes actuelles.

2. - Dans le même type d'oolithes, des plages translucides sans zonage concentrique ni cristallites apparents (ph. D (2), pl. 21; ph. D (3), pl. 22) se comportent à courte distance comme des monocristaux; leurs propriétés optiques sont comparables à ce qui vient d'être décrit pour le cas le plus rencontré : en particulier le plus petit indice de réfraction est orienté radiairement. Cette structure évoque les «rayons» dans les oolithes du Grand Lac Salé, longtemps considérés calcitiques, démontrés aragonitiques par Kahle (1974) et dont le caractère primaire ou secondaire est discuté (Kahle, 1974; Sandberg, 1975).

3. - La structure radiaire est aussi observable directement de par la taille suffisamment grande des fibres de calcite qui la composent : quelques microns à quelques dizaines de microns (ph. A, pl. 21; ph. D (2), pl. 22). En lumière polarisée analysée, la croix

Source : MNHN, Paris

noire n'est pas toujours réalisée; la teinte de biréfringence des fins cristaux statistiquement radiaires est comparable à celle de la calcite standard.

Sous cet aspect la structure radiaire constitue complètement des lamines concentriques (ph. A, pl. 21) et à cette échelle d'observation, elle ressemble à celle des oolithes actuelles de lagunes du Golfe Persique (pl. 14) et à celle des oolithes du Grand Lac Salé (ph. C, pl. 20); ou bien elle est limitée à des plages irrégulières s'indentant nettement dans les deux autres structures décrites (ph. D (2), pl. 22).

Les observations au microscope électronique à balayage montrent les morphologies, tailles et contacts mutuels des particules élémentaires du cortex (en particulier celles dont la résolution était impossible au microscope polarisant) et confirment leur orientation. Elles ont porté sur des surfaces de cassure fraîche nettoyées au pinceau à sec (ou dans une solution d'hexamétaphosphate à 5 %, et rincées ensuite à l'eau permutée) mais sans aucun autre traitement : une attaque acide, même ménagée, introduit des artéfacts modifiant à cette échelle les morphologies des particules, provoquant la naissance de ponts carbonatés entre les grains (ph. A, B, pl. 20 contre ph. E, pl. 21 du même échantillon). Ce procédé, pourtant utilisé par de nombreux auteurs (dont Fabricius et al., 1970 et Sandberg, 1975, sur des surfaces polies d'oolithes) parce qu'il accentue la topographie et souligne les orientations, ne permet pas de se fier aux observations et a été éliminé (Loreau, 1970 b). D'une manière plus générale,

PLANCHE 21

Microstructures et nanostructures d'oolithes anciennes

A : Calcaire oolithique provenant de Carteret (Manche), d'âge Cambrien, montrant une structure jointive à ciment sparitique (grainstone). Les oolithes ont une morphologie irrégulière et un cortex où alternent des couches claires d'orientation radiaire et de fines lamines sombres; les unes et les autres sont très nettes, continues et d'épaisseur régulière de telle sorte que la morphologie finale reflète fidèlement celle de stades plus jeunes. Il existe deux types de ciment : une calcite «fibroradiaire» autour des oolithes (premier stade de cimentation) et une calcite en grands cristaux remplissant les vides entre les zones de calcite radiaire. De telles structures - d'ailleurs banales - dans les ciments montrent que les premières orientations des cristaux ont été conservées quelle que soit la nature minéralogique initiale. Cela laisse supposer que la morphologie irrégulière des oolithes n'est pas à mettre sur le compte d'une compaction ou d'une déformation tardive de la roche mais serait plutôt d'origine sédimentaire, avant le premier stade de cimentation. La structure radiaire des couches corticales au même titre que celle du ciment pourrait être le reflet d'une structure primaire. Lame mince, lumière polarisée non analysée. x 30.

B : Cassure fraîche du calcaire précédent montrant le bord du cortex d'une oolithe, la couche régulière de ciment de 30 μm environ en calcite «radiaire» (ou palissadique) et les cristaux plus grands de calcite constituant la deuxième génération de ciment. M.E.B., x 150.

C : Détail du cortex d'une oolithe du même calcaire montrant la structure fibroradiaire dominante. Des couches de cristaux allongés (1), anhédraux, «amiboïdes», de 5 à 50 μm sur 2 à 5 μm environ, orientés radiairement (correspondant aux zones claires orientées observées au microscope polarisant) alternent avec des lamines aux cristaux également anhédraux mais plus petits - de 2 à 3 μm - «amiboïdes», isométriques pour la plupart (2) et, de ce fait, sans orientation préférentielle (correspondant le plus probablement aux lamines cryptocristallines vues en lame mince). Cassure fraîche non traitée. M.E.B., x 1500.

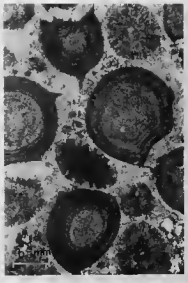
D : Calcaire oolithique de Commissey-Cruzy (Yonne) d'âge Oxfordien supérieur montrant une structure jointive à ciment de calcite largement cristalline (grainstone). Les oolithes présentent de fines couches corticales concentriques (1) de structure radiaire, structure d'ailleurs soulignée par l'existence de «piliers» micritiques sombres orientés selon le rayon (p); au niveau de ces piliers, la surface de l'oolithe est déprimée, ce qui donne à l'oolithe un aspect légèrement «cérébroïde»; enfin, dans les cortex, des plages claires (2) sans zonation concentrique se comportent à courte distance comme des monocristaux à axe optique (portant l'indice de réfraction le plus petit) orienté radiairement. Lame mince, lumière polarisée non analysée. x 30.

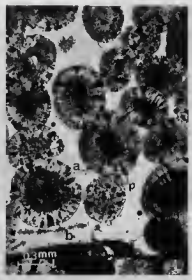
E : Cassure fraîche non traitée dans le cortex d'une oolithe précédente, selon un plan passant par un grand cercle. Détail montrant une structure non fibreuse mais à nanograins ovoïdes, de 1,5 μm sur 1 μm environ, statistiquement alignés selon le rayon (r). M.E.B., x 4000.

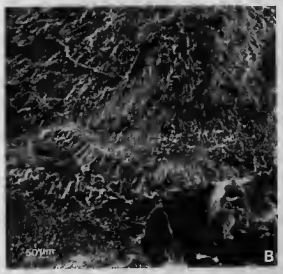
F : Calcaire oolithique de Tonnerre (Yonne) du Kimméridgien inférieur montrant une structure grainstone (à passées de micrograinstone). La plupart des oolithes sont micritiques (appelées d'ailleurs souvent pseudooliths). On les reconnaît cependant en tant qu'oolithes par l'existence d'un centre souvent plus sombre (probablement un pellet) et la présence de petites zones sombres riches en matière organique, disposées concentriquement. Lame mince, lumière polarisée non analysée. x 30.

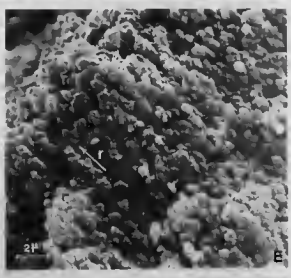
G : Cassure fraîche de la zone corticale d'une oolithe précédente montrant une structure punctique à serrée de cristaux anhédraux ou subhédraux, isométriques, de 2 à 3 μm, sans orientation préférentielle; (la flèche donne la direction du rayon). M.E.B., x 4000.

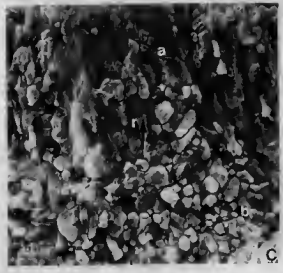
Source : MNHN, Paris

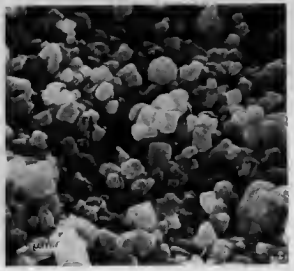






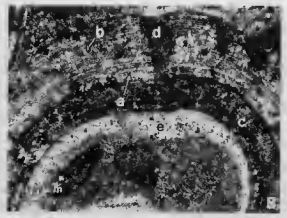


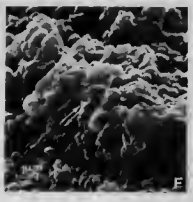


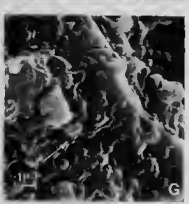


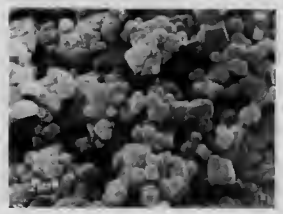
BIBL. DU MUSEUM PARIS

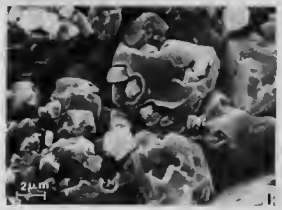
Source : MNHN, Paris











Source : MNHN, Paris

il apparaît d'ailleurs contradictoire d'utiliser un traitement chimique modifiant tant soit peu l'aspect de surface des particules élémentaires alors qu'on emploie le microscope électronique justement pour découvrir les caractéristiques réelles de ces cristaux qu'on ne pouvait connaître avant, à cause de leur exiguité, et qui sont susceptibles, par leurs propriétés précises, d'être des témoins de phénomènes ayant eu lieu à cette échelle au cours de la genèse ou de la diagenèse.

Trois nanostructures ont été mises en évidence :

1. – La plus fréquente est une nanostructure serrée à grains anhédraux ovoïdes de $1\mu m \pm 0{,}2\mu m$ sur $0{,}5\mu m$ orientés radialement (ph. E, pl. 21). Parfois, des grains de $1\mu m$ se révèlent arrondis sans allongement net (Loreau, 1969, pl. 2), c'est-à-dire sans orientation repérable par l'observation directe malgré la netteté de l'orientation optique des couches corticales dans tout l'échantillon.

PLANCHE 22

Microstructures et nanostructures d'oolithes anciennes (suite)

A : Oolithe dans un calcaire oxfordien de l'Yonne (faciès voisin de celui de ph. D, pl. précédente, mais de structure packstone). Elle présente un cortex très finement laminé, d'orientation optique radiaire et un nucleus constitué par un test de gastéropode. En se référant au cortex aragonitique d'orientation optique tangentielle des oolithes actuelles comme structure initiale des oolithes anciennes et en considérant (comme tous les auteurs) le test de gastéropode aragonitique à l'origine et «recristallisé» en une calcite largement cristalline sans orientation préférentielle, le problème se pose de savoir pourquoi des structures initiales en aragonite et finement organisées évoluent différemment : la photo illustre cette différence dans une même oolithe. On peut aussi envisager une autre hypothèse et, en particulier, l'existence de l'orientation déjà radiaire dans le cortex qui serait simplement conservée. Localisation (D) de la photo D. Lame mince, lumière polarisée non analysée. x 40.

B : Détail de l'oolithe de la photo A montrant :

1. - l'organisation concentrique très fine des lamines du cortex constituées par des cristallites de l'ordre du μm; seul l'emploi de lame additionnelle révèle l'orientation statistiquement radiaire des axes optiques (portant le plus petit indice de réfraction).

2. - des zones vraiment fibro-radiaires s'indentant irrégulièrement au sein de la structure concentrique et composée de «fibres» de 10 à $50\mu m$ de long.

3. - des plages apparemment coalescentes où disparaissent le zonage concentrique et l'apparente orientation radiaire, mais dont les propriétés optiques sont conservées : pseudomonocristal à orientation radiaire de l'indice n_p.

4. - l'existence de «pliers» micritiques riches en matière organique et disposés radiairement.

5. - la structure sparitique du test recristallisé de gastéropode constituant le nucleus.

6. - le remplissage micritique de ce test identique à la matrice liant les différents éléments de la roche et représentant la boue du sable boueux originel.

Lame mince, lumière polarisée non analysée. x 100.

C : Détail de la structure fibreuse finement organisée d'un test de Brachiopode ponctué provenant du même calcaire. Cassure fraîche non traitée. M.E.B., x 1800.

D : Oolithe sparitique dans un calcaire du Dogger de l'Indre; son nucleus est un débris d'échinoderme et son cortex en calcite largement cristalline sans orientation préférentielle conserve une vague organisation concentrique. Une telle structure, témoin certain d'une recristallisation, évoque celle des oolithes pleistocènes des Bahamas et de Floride où la transformation aragonite-calcite a eu lieu (Cayeux, 1935, p. 239 et fig. 62 à 64). Lame mince prêtée par G. Gill, lumière polarisée non analysée. x 400.

E : Détail dans le cortex d'oolithe d'un calcaire bathonien du Pas de Calais ayant la même structure que précédemment et montrant la même nanostructure à grains ovoïdes (cf. ph. D, pl. précédente). Cassure fraîche non traitée. M.E.B., x 6000.

F, G : Dans des cortex d'oolithes du calcaire précédent, figures de recristallisation à partir de la structure nanogrenue radiaire vers une structure tendant à la coalescence : les limites de plages coalescentes ou des nanograins allongés encore visibles témoignent que l'orientation radiaire est conservée. Cassures fraîches non traitées. M.E.B., x 6000.

Dans les trois cas, la flèche souligne la direction du rayon (vers le centre de l'oolithe).

H : Calcaire blanc crayeux de Tonnerre (Yonne) d'âge Kimmeridgien. Structure punctique à serrée de grains anhédraux et subhédraux, isométriques, de 1 à $2\mu m$. Cassure fraîche non traitée. M.E.B., x 4500.

I : Détail dans le cortex d'une oolithe micritique du calcaire de Tonnerre (dans un faciès comparable à celui de la photo F, pl. 21). Le développement de cristaux de 3 à $8\mu m$ au détriment d'une structure primaire est évident, comme en témoignent des nanograins reliques. Cassure fraîche non traitée. M.E.B., x 4500.

Source : MNHN, Paris

2. – Au sein d'une telle structure nanogrenue orientée radialement, peut se trouver une nanostructure tendant à la coalescence; les zones concernées laissent voir cependant, par leurs contours ou par les particules élémentaires initiales encore observables, la conservation de l'orientation (ph. E, F, G, pl. 22). Cela expliquerait la persistance des propriétés optiques (croix noire, orientation radiaire de np) même dans les secteurs de calcite cristalline claire des enveloppes corticales.

3. – Plus rarement, et correspondant à la structure fibroradiaire visible au microscope polarisant, le cortex a une nanostructure serrée ou engrenée de cristaux anhédraux, allongés, souvent «amiboïdes» de 5 à 50 μm de longueur sur 2 à 5 μm d'épaisseur (ph. B, C, pl. 21), d'orientation statistiquement radiaire.

A cette échelle d'observation, aucune des nanostructures radiaires n'est comparable à ce qui est connu dans les oolithes actuelles; pour une part, il est probable que la dissemblance de faciès cristallin soit due à la différence minéralogique mais il faut remarquer l'absence générale de cristaux euhédraux, la morphologie au contraire «amiboïde» de cristaux dans certaines oolithes et leur disposition imbriquée, ailleurs la taille très réduite des nanograins et en même temps leur assemblage compact régulier et leur orientation statistiquement radiaire; voilà autant de caractères qui ne semblent pas exister dans les oolithes radiaires actuelles.

b) La structure micritique et les nanostructures correspondantes.

Dans le cortex des oolithes anciennes, elle est la structure

- de «piliers» recoupant l'organisation concentrique et soulignant la structure radiaire (ph. D, pl. 21),
- d'anneaux alternant avec la structure radiaire (ph. A, pl. 21).

Elle peut constituer aussi le cortex dans sa totalité (ph. F, pl. 21); dans ce cas, le caractère oolithique de l'élément entier est révélé par l'existence d'un vague zonage concentrique éventuellement souligné par des lamines sombres, riches en matière organique (d'après les colorations au bleu de méthylène); parfois, ne se distingue que le nucleus plus sombre (probablement un pellet). Toutes ces transitions entre pseudo-oolithes (= gravelle = pellet) et oolithes sont bien comparables à celles connues dans les sédiments actuels (cf. ph. A, B, pl. 18).

Au microscope électronique à balayage, ces zones micritiques ont des nanostructures variées, comparables à celles des calcaires micritiques en général (Loreau, 1972 a).

Par exemple, comme les calcaires crayeux, les cortex d'oolithes blanches, friables, de structure micritique, ont une nanostructure punctique à serrée de grains anhédraux ou subhédraux de 2 à 3μm, isométriques et, de ce fait, sans orientation repérable (ph. G, pl. 21). De même, est commune à de nombreux calcaires fins et à des lamines micritiques d'oolithes (cambriennes) observées ici, la nanostructure engrenée à grains anhédraux, amiboïdes, d'environ 3μm (ph. C (2), pl. 21). Dans ces mêmes oolithes, l'alternance avec la structure radiaire bien visible au microscope photonique apparaît aussi clairement sur les micrographies (même photo).

L'homologie des particules élémentaires et leur arrangement dans les oolithes micritiques et dans les calcaires micritiques est à rapprocher de celle des particules élémentaires constituant aussi bien les oolithes actuelles que la plupart des sédiments aragonitiques.

La nanostructure engrenée ne semble pas avoir d'équivalent dans les oolithes actuelles; en revanche, au faciès cristallin près qui peut être le reflet d'une nature minéralogique différente, les nanostructures punctiques à serrées non orientées évoquent celles présentes dans les oolithes qui correspondent aux zones micritiques de structure nanogrenue ou de nanostructure punctique à bâtonnets allongés, orientés au hasard. Que la nanostructure des oolithes anciennes micritiques soit réellement primaire ou qu'elle résulte de la recristallisation d'une structure aragonitique sans orientation préférentielle, l'analogie avec la structure cryptocristalline des oolithes actuelles est évidente.

c) La structure sparitique.

Elle est la moins commune dans les oolithes de calcaires anciens et peut affecter le seul cortex (conservant parfois une vague lamination concentrique : ph. B, pl. 22) ou l'oolithe entière manifestement «recristallisée». En général, les cristaux n'ont pas d'orientation préférentielle repérable par leur morphologie ou leurs propriétés optiques. Des sections peuvent cependant montrer des allongements tangentiels de cristaux dans le cortex d'oolithes ou micro-oncoïdes particuliers (ph. C, pl. 22); l'orientation des axes optiques n'en est pas moins quelconque : en effet entre polariseur et analyseur croisés, chaque cristal (de biréfringence habituelle à celle de la calcite) s'éteint individuellement, l'ensemble ne donnant pas la croix noire.

Ces structures ne semblent pas connues dans les oolithes actuelles; les plus récentes des oolithes à montrer la structure sparitique sont pléistocènes (Cayeux, 1935; Ginsburg, 1957).

Source : MNHN, Paris

C. BILAN DE CE QUI EST SECONDAIRE ET DE CE QUI PEUT ETRE INITIAL COMME STRUCTURE DES OOLITHES ANCIENNES

a) Existence de structures clairement secondaires

Il est évident que la structure sparitique (ph. B, pl. 22) est le résultat d'une «recristallisation». Dans des oolithes pleistocènes, Cayeux (1935, p. 239), Robinson (1967, p. 362), Fabricius et Klingele (1970, fig. 14, 15), Sandberg (1975, p. 518) ont montré le développement d'une calcite largement cristalline au détriment de la structure aragonitique tangentielle.

Dans les oolithes telles que celles du Cambrien de Carteret (ph. A, B, pl. 21), la nanostructure engrenée, la morphologie «amiboïde» des grains englobant d'ailleurs des microcristaux anhédraux plus petits (ph. C, pl. 21) sont des arguments en faveur d'une structure secondaire. De même, les zones nettement fibro-radiaire dans des oolithes du Jurassique de l'Yonne constituent des plages qui s'indentent irrégulièrement dans une autre structure également radiaire d'après les propriétés optiques mais avec de très fines et régulières lamines concentriques (ph. D, pl. 22). Une telle relation où les «fibres» recoupent les lamines indique que la structure largement fibro-radiaire s'est développée au sein de l'autre et postérieurement. Cependant il faut remarquer qu'à ce stade de la diagenèse, l'orientation radiaire elle-même ne serait pas acquise secondairement mais simplement conservée au cours d'un processus de croissance épitaxiale de grands cristaux allongés aux limites bien visibles, ou de plages pseudo-monocristallines beaucoup plus étendues. Des observations au microscope électronique à balayage montrant des étapes probables de la croissance de plages coalescentes au sein des nanograins ovoïdes orientés radiairement (ph. E, F, G, pl. 22) viennent à l'appui de cette hypothèse.

b) Nanostructures particulières posant le problème de leur caractère primaire ou secondaire

D'après les cas illustrés précédemment, confirmés par une étude plus générale (Loreau, 1969), il ressort que la structure la plus ancienne encore visible dans les oolithes radiaires est une structure punctique à serrée de nanograins anhédraux ayant environ 1μm, souvent allongés légèrement et laissant voir ainsi directement leur orientation radiaire. Le problème est de savoir si cette structure antérieure à toutes les autres est la première des cortex oolithiques ou si elle est déjà le résultat d'une transformation aragonite-calcite. De même, dans les couches micritiques et les micrites en général, alors que les nanostructures engrenées ou coalescentes sont un constat évident de la diagenèse, on peut se demander si les nanostructures punctiques à serrées ne sont pas primaires.

c) Arguments en faveur de l'hypothèse de structures initiales radiaire et micritique dans les oolithes anciennes

1. - La transformation aragonite-calcite conduit à la structure sparitique.

Classiquement, au lieu de se poser la question du caractère primaire ou secondaire des structures des oolithes anciennes, on postule comme seule hypothèse que les propriétés observées résultent de la transformation aragonite-calcite - et l'auteur n'y a pas échappé (1969) -. De là, on imagine tous les mécanismes possibles en thermodynamique, mécanique et cristallographie pour passer par exemple de la structure aragonitique tangentielle de référence (celle des oolithes actuelles les plus répandues) à une structure calcitique radiaire. C'est ainsi qu'à la suite de Friedman, le processus de «remplacement paramorphique» a été retenu : par l'intermédiaire d'une solution limitée à un film intergranulaire, dissolution et re-précipitation se succéderaient à une échelle microscopique de telle sorte que la structure initiale serait préservée en détail (Friedman, 1964). Il faut expliquer en plus l'acquisition de la structure radiaire. «S'opposant à la compaction ou à un début de cimentation, l'augmentation de volume d'environ 8 % au moment de la transformation de l'aragonite en calcite provoquerait une compression s'appliquant normalement aux couches sphériques de l'oolithe. Ces contraintes permettraient de faire jouer les propriétés élastiques anisotropiques de la calcite et, d'après Mac Donald (1957), cela provoquerait, au moment de la précipitation à partir de la solution, le développement d'une structure orientée» (Loreau, 1969). Pour

Source : MNHN, Paris

Shearman et al. (1970), la structure concentrique serait préservée par les enveloppes concentriques de matière organique mucilagineuse, mises en évidence aussi bien dans les oolithes actuelles que dans les anciennes; chacune d'entre elles servirait ensuite de support à la croissance des cristaux de calcite poussant normalement à leur surface. Contre cette hypothèse sont à relever la taille et la morphologie des particules élémentaires qui constituent réellement les lamines : il faut compter plusieurs rangées de nanograins pour une même lamine (ph. A, B, pl. 20 et ph. E, pl. 21), ils ne s'appuient donc pas sur les couches desséchées (ou non) de mucus; d'autre part, leur morphologie anhédrale est à l'opposé de la morphologie euhédrale dessinée par Shearman et al. (1970, fig. 4) et au total chaque lamine ne ressemble en rien à une mosaïque de remplissage de cavité présumée par ces auteurs (*id.*, p. 571-572).

Mais, toutes ces hypothèses sur la transformation aragonite-calcite sont remises en question par le fait que ce processus - qui se réalise bien selon un front irrégulier et une fine pellicule de solution de l'ordre du micron (nombreux auteurs) - semble conduire systématiquement à une structure sparitique. C'est le cas des débris de tests d'organismes divers observés dans des calcaires pleistocènes : Coraux, Bryozoaires, Cérithes et autres Gastéropodes, Pectens, Lucines et autres Lamellibranches, montrant des plages reliques d'aragonite au sein d'une calcite grossière de remplacement (Tebbutt, 1969; Shinn, 1969; Sandberg et al., 1973). C'est aussi le cas d'oolithes pleistocènes (cf. § C, a, précédent) où la nature aragonitique et la structure tangentielle originelles sont certaines - démontrées par l'existence de structures reliques - et sont remplacées par une calcite largement cristalline. Mise à part l'éventualité d'une croissance syntaxique conservant l'orientation initiale (comme celle radiaire des tests de Bélemnites ou de certains ciments), cette sparite finale ne présente pas d'orientation préférentielle.

Le seul résultat d'une transformation aragonite-calcite prouvé jusqu'à maintenant est une sparite et non une structure finement organisée comme celle de la structure nanogrenue radiaire.

2. - Coexistence contradictoire dans de mêmes oolithes de la structure radiaire fine et régulière (supposée secondaire) et de la mosaïque grossière de calcite issue de la transformation (certaine) de l'aragonite.

Dans des calcaires du Jurassique de l'Yonne, on a pu trouver de nombreuses fois dans une même oolithe un nucleus de gastéropode (selon tous les auteurs, aragonitique à l'origine) complètement sparitique et un cortex à très fine organisation concentrique et radiaire (ph. A, D, pl. 22; ph. D, E, pl. 21). Il est douteux que deux structures initialement aragonitiques aient évolué dans la même oolithe de manière complètement différente. Il est douteux que la matière organique ait pu jouer un rôle dans le cortex pour conserver la fine structure concentrique et induire la structure radiaire (comme le suppose Shearman) et ne pas jouer ce rôle dans le test de gastéropode. Pour résoudre cette contradiction, et en accord avec Sandberg (1975) qui rapporte des faits semblables dans des calcaires mississipiens du Kentucky, force est d'envisager que la différence constatée est initiale. Le nucleus (de gastéropode) aragonitique a subi une transformation banale, sans remplacement paramorphique jamais observé, d'ailleurs, pour les tests d'organismes (Sandberg, 1975) et sans préservation des fines structures originelles en dépit de la matière organique matricielle.

A l'opposé, le cortex ne peut qu'avoir simplement conservé sa structure primaire, c'est-à-dire aussi bien son organisation nanogrenue radiaire que sa nature calcitique, tout comme les tests calcitiques de Brachiopodes ponctués ont gardé dans les mêmes faciès étudiés leur fine organisation prismatique originelle (ph. C, pl. 22).

3. - Ressemblance des structures micritiques dans les oolithes actuelles et anciennes

Ce n'est pas la transformation éventuelle aragonite-calcite qui conduit à la structure micritique des oolithes anciennes car des oolithes aragonitiques actuelles possèdent déjà cette structure cryptocristalline avec les mêmes manières d'être (cf. § B, b, précédent). Les «piliers» micritiques soulignant l'orientation radiaire semblent avoir pour équivalent les rayons sombres des oolithes du Grand Lac Salé (ph. C, pl. 20); plus généralement, dans les sections d'oolithes de tous âges, on peut retrouver la structure cryptocristalline alternant avec une autre structure, constituant des anneaux concentriques, des lentilles irrégulières ou le cortex entier. Certes, dans l'Actuel, elle est la manifestation d'une convergence (§ II, A, a, 2°); elle peut être rigoureusement primaire ou résulter de l'altération par des microorganismes et du remplissage des perforations produites («micritisation» selon Bathurst): cette deuxième structure, encore aragonitique, est donc très précoce, au moins synsédimentaire et, de toutes façons, antérieure à une éventuelle transformation aragonite-calcite.

Source : MNHN, Paris

De plus, bien qu'il n'y ait pas d'argument décisif tiré de l'examen des oolithes cryptocristallines anciennes et de toutes les micrites en général pour savoir si les structures initialement micritiques étaient aragonitiques ou calcitiques, une remarque s'impose ; au contraire des nanostructures engrenées, à grains «amiboïdes» ou englobés dans des plus grands, qui sont des indicateurs certains d'une deuxième structure, les nanostructures punctiques à serrées (ph. G, pl. 21 ; ph. H, pl. 22) n'impliquent pas la diagenèse et peuvent être primaires.

D. CONSÉQUENCES DE LA MISE EN ÉVIDENCE DE STRUCTURES PRIMAIRES RADIAIRE ET MICRITIQUE DANS LES OOLITHES ANCIENNES RELATIVES A CERTAINS PROBLÈMES DE GENÈSE ET DIAGENÈSE DES CALCAIRES

a) Retour à l'hypothèse de Sorby sur la nature initiale calcitique des oolithes anciennes et probablement d'autres calcaires anciens analogues aux sédiments actuels peu profonds.

La coexistence dans les mêmes oolithes anciennes de deux structures fondamentalement différentes comme la structure sparitique du nucleus résultant de la transformation de l'aragonite et la structure finement organisée et orientée du cortex est l'argument le plus important qui conduit à rejeter l'hypothèse de l'acquisition secondaire de la structure radiaire des oolithes. En réalité, cette remise en question et la démonstration du caractère initial de certaines structures radiaires et de la nature calcitique des oolithes anciennes sont un retour aux sources : Sorby n'en pensait pas autrement... en 1879 (p. 75). Précisons que cela n'exclut pas les transformations calcite-calcite et l'acquisition clairement reconnaissable d'une autre structure radiaire largement cristalline, de croissance épitaxiale.

D'autre part, on a déjà insisté ici sur l'homologie des particules élémentaires constituant les oolithes actuelles et les dépôts fins de milieux voisins, tant par leur morphologie que leur nature évidemment aragonitique; de même, l'homologie des particules élémentaires d'oolithes anciennes et de micrites laissent penser que la structure et la nature minéralogique calcitique, démontrées originelles dans les oolithes, seraient aussi primaires dans les calcaires fins contigus : comme le pensait encore Sorby (*id.*, p. 84) des boues calcaires de milieu peu profond ont pu être initialement en calcite. Et on ajoutera à nouveau que ces structures primaires calcitiques peuvent cependant se transformer : en témoignent des croissances de grands cristaux englobant des nanograins reliques (ph. I, pl. 22).

b) Nécessité de rechercher dans les calcaires anciens l'apparition de l'aragonite sédimentaire (à l'exclusion des tests d'organismes).

Que des oolithes anciennes aient été en calcite dès l'origine est donc certain; que des micrites aient été initialement en calcite est très probable; cela ne signifie pas que toutes aient pu l'être. Il existe dans des formations de tous âges des oolithes sparitiques clairement recristallisées et dont la nature peut être aussi bien calcitique qu'aragonitique (transformée de manière banale). Il a été trouvé dans des microlimieux très protégés de la diagenèse - lamination calcaire entre deux laminations imperméables (argile ou matière organique) - de l'aragonite sous forme d'aiguilles émoussées et de nanocristaux mâclés (Busson et Noel, 1972; Heimann et Jung, 1976). Jusqu'à maintenant, les échantillons les plus anciens contenant une telle aragonite sédimentaire, déterminée avec certitude, sont stampiens. Nul doute qu'il ne faille rechercher encore ce minéral dans différents calcaires sédimentaires plus âgés et de provenances diverses (hors des tests d'organismes) pour estimer le moment de l'apparition de l'aragonite puis son extension généralisée qui est celle de l'Actuel. Faute d'avoir envisagé un début (au nom de l'uniformitarisme), l'histoire naturelle des sédiments aragonitiques n'est pas encore connue. Ce sera un des buts de ce travail d'essayer au moins de l'esquisser (chapitre VIII).

Source : MNHN, Paris

IV. - COMPARAISON DE LA STRUCTURE DES OOLITHES AVEC CELLE D'AUTRES DÉPÔTS ARAGONITIQUES

On discutera, dans le prochain chapitre (§ V), des ressemblances et différences entre les oolithes, des grains cortiqués divers et des encroûtements revêtant des substrats étendus, tous situés à la limite des zones intertidale et supratidale. Il sera question ici de comparer la structure des cortex oolithiques avec celle des ciments d'agrégats ou de grès de plage que les oolithes peuvent composer ou qui se forment dans les milieux mêmes propices à la genèse des oolithes (radiaires). On fera également le point sur la structure de toute une série de concrétions de ressemblance immédiate avec les oolithes mais provenant de divers milieux continentaux et expérimentaux. En particulier, la convergence des oolithes (et pisolithes) «radiaires» intertidaux et supratidaux avec des caliches sera soulignée.

A. COMPARAISON DE LA STRUCTURE DU CORTEX DES OOLITHES AVEC CELLE DE CIMENTS (D'AGRÉGATS OU DE GRÈS DE PLAGE)

a) Comparaison des ciments d'agrégats (grapestones) avec les structures en aiguille et nanogrenue

Il est bien connu que des pellets ou des oolithes (voire des Foraminifères) peuvent être retenus ensemble (ph. B, pl. 23) par un ciment aragonitique apparaissant généralement cryptocristallin (ph. A, pl. 23). Ces agrégats (ou grapestones) sont communs sur le Grand Banc des Bahamas (Illing, 1954; Newell et al., 1959; Purdy, 1963) y compris dans les lagunes de l'Ile d'Andros (Monty, 1967); ils sont plus rares mais présents dans le Golfe Persique : autour de la péninsule de Qatar (Taylor et Illing, 1969), dans le Sud-Est, sur la Trucial Coast (Kendall et Skipwith, 1969) et sur certains hauts fonds (Purser, 1973); enfin, ils sont signalés au Sud de Cuba, dans le Golfe de Batabano (Daetwyley et Kidwell, 1959, *in* Bathurst, 1975).

PLANCHE 23

Ciments des agrégats (grapestones) et des grès de plage (beach rocks)

A : Agrégat (grapestone) prélevé au large du Grand Banc des Perles (Trucial Coast) constitué par des pellets, des débris micritiques, des Foraminifères, liés par un ciment «cryptocristallin». Inclusion Norsodyne, lame mince, lumière polarisée analysée. x 12.

B : Agrégat (grapestone) provenant du Grand Banc des Bahamas et constitué par des oolithes ou des débris d'oolithes fortement perforés ainsi qu'un Foraminifère (f). Localisation (c) du ciment observé photo suivante. M.E.B., x 400.

C : Ciment de cet agrégat montrant une nanostructure serrée (= tassée) de baguettes anhédrales ou subhédrales de 0,5 à 3 μm de longueur sur 0,1 à 0,4 μm d'épaisseur sans orientation préférentielle. Sont également présents des nanograins de 0,2-0,4 μm et de la matière organique (m) probablement sous forme de mucus (ici séché). M.E.B., x 8000.

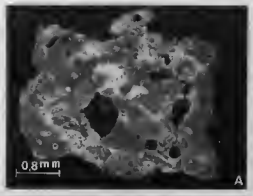
D : Structure grainstone de ce grès de plage oolithique à ciment constitué par des cristaux allongés, statistiquement perpendiculaires à la surface des oolithes. Lame mince, lumière polarisée. x 250.

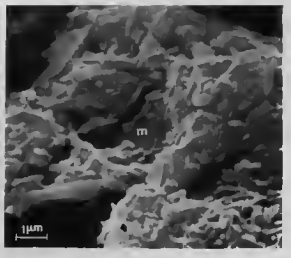
E : Ciment du même grès de plage montrant les cristaux allongés subhédraux ou euhédraux souvent pointus, de quelques microns de long sur 2-3 μm de large, statistiquement perpendiculaires à la surface des oolithes ou autres grains de sable et dont l'enchevêtrement semble constituer une première cohésion (faible d'ailleurs) de ces grains. M.E.B., x 3500.

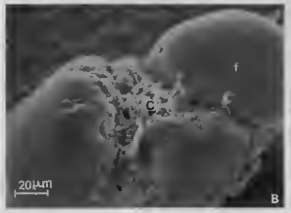
F : Autre grès de plage provenant d'une lagune proche de Jebel Dhanna (cf. fig. 2) montrant un ciment à cristaux euhédraux parfois mâclés, de plusieurs dizaines de microns de long sur 2 à 10 microns de large. M.E.B., x 350.

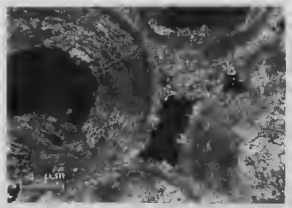
G Aspect classique des grès de plage (beach rocks) dans la zone intertidale observé ici sur la côte ouest d'Abu Dhabi (cf. fig. 2), formant comme une chaussée grisâtre (à droite sur la photo) et se désagrégeant en brèche côté mer.

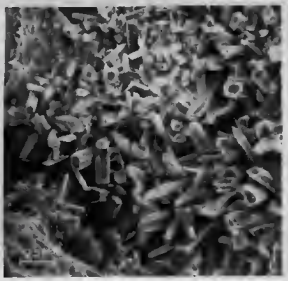
Source : MNHN, Paris





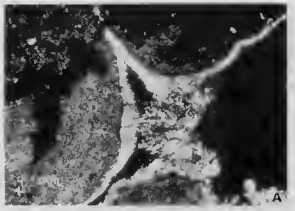


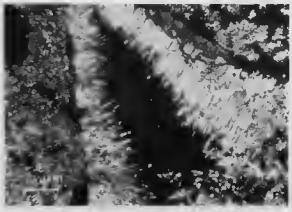


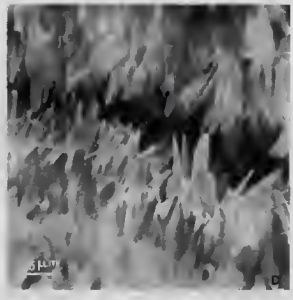


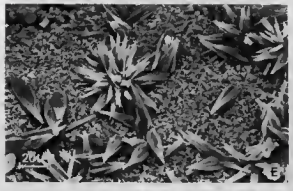
BIBL.DU
MUSEUM
PARIS

Source : MNHN, Paris









Source : MNHN, Paris

Il est intéressant de voir au microscope électronique à balayage que le ciment de ces grains composés est constitué par des nanograins et surtout par des «aiguilles» ou bâtonnets émoussés (ph. C, pl. 33) tout à fait comparables aux particules des cortex des oolithes classiques (et en général à la plupart de celles des boues, pellets, etc...). Les baguettes allongées d'aragonite ne montrent pas d'orientation préférentielle. Est présente aussi de la matière organique ressemblant à un film de mucus algaire (ph. C, pl. 23). Pour les grapestones en particulier, ce mucus est déjà signalé par de nombreux auteurs dont Newell et al. (1959), Purdy (1963), Bathurst (1967 b), Monty (1967), Winland et Mathews (1974). Comme l'ont remarqué Illing (1954), Purdy (1963), Bathurst (1971), des microperforations (attribuées à des algues) sont abondantes dans les grains qu composent l'agrégat (cf. ph. C, pl. 23).

b) Comparaison de la structure des oolithes radiaires avec celle de ciments.

1. - Avec celle de ciments de grès de plages.

Les grès de plage, localisés dans la zone intertidale (ph. G, pl. 23) et dans des milieux aussi bien protégés qu'exposés, sont connus sur des côtes de régions variées non seulement sous climat tropical mais également sous climat tempéré : c'est-à-dire qu'ils sont plus largement répartis que les sédiments qui ont été décrits jusqu'ici. Les ciments sont aragonitiques ou en calcite magnésienne et présentent plusieurs types de structures (Taylor et Illing, 1969); quand ils sont en aragonite, tous les auteurs en ont donné une même description (*in* Bricker, 1971, p. 4 à 39; ainsi que Ginsburg et al., 1971; Alexandersson, 1972 b); il s'agit d'une frange de fibres qui ont quelques microns à plusieurs dizaines de microns de long sur 2 à 10 microns d'épaisseur. Les observations réalisées ici (ph. D, E, F, pl. 23) ne sont qu'une confirmation mais elles montrent l'homologie de ces cristaux avec ceux des oolithes «radiaires» du Golfe Persique, tant par leur morphologie subhédrale ou euhédrale, leur taille et leur orientation la plus fréquente, dans l'ensemble perpendiculaire au support.

PLANCHE 24

Cimentation expérimentale sous l'eau

A : Sable constitué par des grains synthétiques de dolomie calcinée et cimentés naturellement sous l'eau à la base d'une colonne de permutation des sels de l'eau du robinet. Lame mince; lumière analysée. x 36.

B : Détail de la photo précédente montrant le ciment constitué par des microcristaux d'aragonite, allongés, de plusieurs dizaines de microns de long. Lame mince; lumière polarisée analysée. x 180.

C : Vue d'ensemble du même sable observé en microscopie électronique à balayage, équivalent de la photo A. x 36.

D : Un des aspects du ciment expérimental à microcristaux subhédraux ou euhédraux de 10 à 20 μm de longueur sur 1 à 3 μm d'épaisseur, d'orientation statistiquement normale à la surface des grains de sable, - structure qui n'est pas sans rappeler celle du ciment des grès de plage observés précédemment -. M.E.B., x 1400.

E : Début de la cimentation : sites de précipitation épars où les particules plus ou moins aplaties et effilées de 10 à 40 μm sur 1 à 10 μm ont des orientations diverses : soit à peu près normales à la surface du grain, soit couchées sur le grain (mais il s'agit très probablement d'un artefact de préparation), soit formant des «rosettes», amorce de la structure «sphérulitique» de stades plus cimentés. M.E.B., x 36.

F : Stade suivant : multiplication des sites de cristallisation à la surface du grain. Entre les groupes de cristaux allongés d'aragonite apparaissent encore les particules subhédrales (proches du rhomboèdre mais apparemment finement divisées) de dolomie calcinée qui constitue les grains de sable. Les cristaux fibreux sont statistiquement radiaires mais souvent rapprochés à la base, et s'écartant comme des rayons, selon une disposition communément appelée sphérulitique. M.E.B., x 70.

G : Croissance des cristaux subhédraux, surtout euhédraux, fibreux (atteignant la taille de plusieurs dizaines de μm sur 2μm environ) en faisceaux serrés entrecroisés mais dans l'ensemble perpendiculaires à la surface des grains ou de structure sphérulitique. L'enchevêtrement des cristaux concourt à la cohésion - faible d'ailleurs - des grains entre eux. La morphologie des particules n'est pas sans rappeler celle observée à la surface des oolithes de la lagune de Jebel Dhanna (cf. ph. E, pl. 15). M.E.B., x 450.

Source : MNHN, Paris

2. - Avec celle d'un ciment in vitro sous l'eau

Une expérience fortuite a permis d'observer les différents stades d'évolution d'une cimentation aragonitique sous l'eau. A la base d'une colonne de permutation des sels de l'eau du robinet se trouve une cuve remplie d'un sable de dolomie calcinée destiné à filtrer, désacidifier, déferriser et démanganiser l'eau brute. A l'arrêt d'utilisation de la colonne, le sable est constamment sous l'eau et, au bout de quelques semaines, il est plus ou moins cimenté. Cette prise en masse est bien connue de telle sorte que le constructeur prévoit le brassage du sable à intervalles réguliers. A l'occasion d'une remise en état périodique, le sable cimenté a été prélevé, l'eau a été analysée à la sortie du robinet et dans la cuve.

Par rapport à l'eau du robinet, la teneur en magnésium de la solution baignant le sable cimenté était multipliée par près de 9 tandis que celle du calcium était augmentée de 30 %. Le rapport Mg^{++}/Ca^{++} était donc 7 fois plus grand qu'au départ de «l'expérience». Il convient de remarquer que l'augmentation respective de ces teneurs dépend du lessivage de la dolomie calcinée finement divisée et du résultat net de la précipitation; elle doit évidemment varier selon la durée de non fonctionnement de l'appareil - son utilisation entraînant un renouvellement de cette solution stagnante -; ces données constituent donc seulement une indication, une tendance, sur la modification de la solution.

Le ciment est aragonitique (cf. ch. V, § II A) et non calcitique comme on pourrait s'y attendre au sein d'une eau douce, à température voisine de 20°, mais la composition de cette eau est justement particulière par l'augmentation considérable - bien que mal connue au moment même de la précipitation - de la teneur en magnésium. Ce ciment se présente sous la forme de cristaux subhédraux ou euhédraux allongés de quelques microns à quelques dizaines de microns de long (ph. D, G, pl. 24).

En dehors de quelques cas de ciments présentant des lamelles (Schroeder, 1972) de nature d'ailleurs non confirmée, tous les ciments aragonitiques ont en fait des cristaux de formes comparables : en aiguilles ou en fibres subhédrales à euhédrales, parfois maclées. Il existe néanmoins, comme ici, deux orientations :

- statistiquement normale au substrat : par extension du terme employé pour les cortex oolithiques, on parlera de structure «radiaire» (= «palissadique» = «fibreuse», d'autres auteurs);
- ou rayonnante à partir d'un point relativement restreint du substrat : les cristaux sont groupés au contact du grain et s'écartent «en gerbe» (ph. E, F, G, pl. 24) selon la structure dite sphérulitique décrite par Schroeder (1972, p. 713) et Alexandersson (1974, p. 17).

B. COMPARAISON DE LA STRUCTURE DES OOLITHES MARINES AVEC CELLE DES CONCRÉTIONS DIVERSES DE CAVERNES, DE SOURCES CHAUDES, DE SOLS ET D'EXPÉRIENCES

a) Oolithes radiaires du Golfe Persique et perles des cavernes ou de sources thermales.

Les nuclei constitués par un fragment d'organisme marin ou de grès de plage et la présence conjointe de sédiments à pellets ou à débris de Cérithes et de coraux permettraient sans hésitation de distinguer oolithes radiaires marines et perles de cavernes ou de sources thermales, et il est évident que dans le cas des oolithes (et pisolithes) d'Abu Dhabi. ces dépôts ne sont absolument pas associés à des grottes ou des sources chaudes. Mais, par leur taille, leur forme, l'aspect non poli de leur surface, la structure interne de leur cortex, les grandes oolithes (et pisolithes) fibroradiaires du Golfe Persique et les perles de cavernes se ressemblent étroitement. La disposition radiaire des cristaux et l'épaisseur constante des lamines concentriques aboutissant à donner à l'oolithe la même forme irrégulière du nucleus sont clairement illustrées dans des oolithes de mines de la Rhur par Hahne et al. (1968) ou dans des perles provenant de grottes par Baker et Frostick (1947) et par Donahue (1969). Dans le détail, la morphologie des cristallites constitue peut-être une différence - reflétant d'ailleurs une différence de minéralogie - : les cristallites des oolithes marines du Golfe Persique sont le plus souvent allongés comme des fibres tandis que la plupart de ceux des perles de cavernes calcitiques, sont plus larges et trapus. Au contraire, les rares perles possédant au moins partiellement des couches en aragonite comme celles des sources thermales de Karlsbad (Tchécoslovaquie) présentent la structure tangentielle des oolithes marines classiques (ph. F, G, pl. 19) Une telle structure était déjà signalée par Hatch et al. (1938, *in* Bathurst, 1971).

Source : MNHN, Paris

Il est également intéressant de noter que les oolithes (et pisolithes) radiaires du Golfe Persique se rencontrent localement en même temps que des encroûtements marins (cf. chapitre suivant), et de ce point de vue, constituent une association comparable aux perles et travertins des grottes.

b) Comparaison des oolithes radiaires du Golfe Persique avec des concrétions de sols quant à leurs structures et leurs conditions de genèse.

On ne peut manquer à nouveau de remarquer que cette association oolithes - encroûtements est commune aussi aux concrétions de certains sols (caliches ou calcrètes) où sont rencontrés à la fois des oolithes, des pisolithes et des croûtes (Brown et Woods, 1974). De même, la ressemblance entre des oolithes (et pisolithes) radiaires du Golfe Persique avec certaines concrétions de sols est très forte : morphologie, taille et structure d'ensemble sont comparables (cf. par exemple : Read, 1974, p. 259, 260, 266 et ici pl. 14 et 15). Les mêmes caractères se rencontrent également dans les caliches pisolithiques décrits par Dunham (1969) et provenant du désert du Nouveau Mexique. La polarité verticale des ciments à la manière de microstalactites (Dunham, fig. 1E) n'est pas aussi nette pour les oolithes (d'ailleurs non cimentées) du Golfe Persique mais elle existe (ph. B, C, pl. 15) et elle est fréquente dans les croûtes microstalactitiques des grès de plage et des galets adjacents (ch. III). Les conditions de milieux décrites par Goudie (1973, *in* Bathurst, 1975) seraient alors plus utiles pour essayer de distinguer les deux types de dépôts : «les calcrètes sont le produit de processus terrestres dans la zone de lessivage où le carbonate de calcium s'accumule et/ou remplace un sol, une roche, du matériel lessivé préexistants, pour donner une substance qui peut finalement se développer en une masse indurée». Les structures nouvellement formées (et en particulier les oolithes et pisolithes) dépendent de la nature non lithifiée du sol ou du sédiment parent ou bien de l'altération et de la formation de brèche (James, 1972; Siesser, 1973). Ce sont aussi des dépôts de calcite faiblement magnésienne, souvent colorés en brun rouge, sous climat aride en milieu vadose continental (Dunham, 1969; Wieder et Yaalon. 1974).

Il devient alors évident que les oolithes radiaires du Golfe Persique, dont il est question ici, ne sont pas des caliches : elles ne sont jamais trouvées en profondeur comme en témoignent de nombreux forages dans la région d'Umm Saïd (Shinn, 1973) et si certains des grains cortiqués se forment à la surface de la Sabkha - équivalent d'un sol meuble - d'autres absolument identiques se trouvent sur des grès de plages. Elles existent à l'état libre, dans des conditions subaériennes. De ce point de vues, elles diffèrent de celles du Golfe d'Aqaba (Friedman et al., 1973) et de celles de la Grande Barrière (Marshall et Davies, 1975) trouvées dans des laminites algosédimentaires où elles se sont formées *in situ*; ces dernières ne sont pas susceptibles de se déplacer et sont davantage comparables, par leur localisation dans le sédiment mou, à des dépôts de sol.

Les oolithes radiaires du Golfe Persique se distinguent encore des caliches par leur couleur blanche, beige ou grise, leur minéralogie (aragonite : cf. chap. V, § I) et on verra (chap. V, § II) que leur rapport Sr/Ca est en équilibre avec l'eau de mer. Néanmoins, Scholle et Kinsman (1975) font valoir que la nappe sous-jacente n'est pas forcément de l'eau douce (en particulier la nappe sursaturée en sel des sabkhas) et que, par voie de conséquence, la nature minéralogique des caliches peut être aragonitique ou de calcite magnésienne; ayant trouvé par exemple près d'Abu Dhabi, dans une formation de la limite Pleistocène-Holocène, des oolithes et pisolithes semblables à ceux étudiés ici, ils présentent le phénomène comme un processus de caliche côtier. Mais ne considèrent-ils pas aussi les dépôts de grottes comme des caliches? : «Cave deposits are essentially a special case of vadose caliche» (p. 913). Sans préjuger de leur interprétation concernant les pisolithes pleistocènes, il faut noter qu'elle ne peut être étendue aux oolithes (et pisolithes) radiaires décrits par Loreau et Purser (1973) et discutés ici. En réalité, sur certaines plages de la côte d'Abu Dhabi et de Qatar décrites précédemment (§ I, C c) on trouve de véritables oolithes et pisolithes qui présentent une convergence de structure avec les oolithes et pisolithes caliches, due à des conditions climatiques identiques et au fait que le milieu marin des zones intertidale et supratidale est aussi une zone vadose pendant de longues durées. Mais, ces oolithes se développent non enfouies et elles ont une originalité propre de dépôts marins (intertidaux et supratidaux) et de milieu très protégé. Leur localisation, la morphologie et l'orientation radiaire par rapport au nucleus des particules élémentaires de leur cortex, les apparentent nettement aux conditions et structures de grès de plage mais il suffit d'un faible mouvement intermittent pour les empêcher de se cimenter.

Source : MNHN, Paris

Elles pourraient bien constituer un analogue valable pour les «pisolithes vadoses» du récif permien de Capitan Reef (Dunham, 1969) qui signifieraient, dans ce cas, une paléoémersion beaucoup plus faible que celle envisagée.

c) Comparaison entre les oolithes et certains produits expérimentaux.

De tous les produits *in vitro* que de nombreux chercheurs ont obtenus fortuitement ou en essayant de fabriquer des oolithes, un seul présente la structure caractéristique des oolithes classiques où les cristallites ont une orientation tangentielle; il apparaît plutôt trois autres catégories de grains :

– Des sphérulithes «radiaires» de quelques microns à quelques dizaines de microns ont été précipités et décrits :

- par Shade (1909 · *in* Bucher, 1918 ·) au cours de ses études sur la croissance cristalline dans les émulsions colloïdales,
- par Vaughan (1914) à la suite d'action de bactéries dénitrifiantes dans des boues des Bahamas,
- par Monagham et Lytle (1956) après incubation dans l'eau de mer des Bahamas de bactéries sulfatoréductrices contenues dans une boue aragonitique,
- par Davies et al. (1978) dans une eau de mer sursaturée en CO_3^{--} et contenant des acides humiques.

– Des granules finement concentriques ont été obtenus par Drew (1914) dans de l'eau de mer des Bahamas contenant des bactéries dénitrifiantes; de même, Lucas (1948) à la suite de l'alcalinisation de l'eau de mer par Na_2CO_3, a fabriqué des perles d'environ 100μm de structure concentrique où alterneraient des couches de minéraux indéterminés mais de biréfringences différentes.

– Une structure concentrique et radiaire, proche de celle des oolithes radiaires décrites ici dans le Golfe Persique, a été réalisée par Suess et Fütterer (1972), puis par Davies et al. (1978) dans une solution d'eau de mer sursaturée en CO_3^{--} (par Na_2CO_3) et riche en humate de sodium; des résultats identiques ont été obtenus en remplaçant des acides humiques par des extraits organiques d'oolithes des Bahamas (Davies et al.). Des sphères de 10 à 100μm présentent une alternance de membrane d'humate (de calcium?) et de couches de cristaux radiaires d'aragonite qui n'ont pas cependant la morphologie de fibres allongées, euhédrales des oolithes du Golfe Persique. Finalement, si l'expérience montre que la précipitation du carbonate de calcium peut être le résultat d'une réaction où entre en jeu la matière organique, elle ne produit pas des oolithes conformes aux oolithes marines.

L'exception concerne des oolithes superficielles fabriquées par Davies et al. (1978) et résultant de la précipitation inorganique d'aragonite à la surface de grains de quartz dans des conditions d'agitation de la solution d'eau de mer sursaturée en CO_3^{--} par CO_3Na_2. Les images présentées de surfaces d'oolithes photographiées au M.E.B. (en particulier fig. 18 de ces auteurs) et montrant l'orientation tangentielle de nombreuses baguettes d'aragonite, sont les seules à approcher celles des oolithes tangentielles classiques dans la nature.

CONCLUSIONS

1. – De ces comparaisons, il ressort à l'évidence que la structure oolithique caractérisée par l'existence d'un cortex :

- à lamination concentrique plus ou moins nette,
- constitué par des cristaux orientés ou non,
- et sans organismes encroûtants,

est une structure convergente acquise dans de multiples milieux et cette convergence risque d'entraîner une confusion dans la détermination des éléments cortiqués eux-mêmes puis dans leur interprétation.

2. – Les oolithes marines actuelles les plus courantes ont des caractères bien spécifiques tels que :

- la finesse de l'organisation concentrique du cortex et des lamines elles-mêmes (constituées par des «baguettes» d'aragonite de 1μm statistiquement tangentielles),

Source : MNHN, Paris

- la présence constante de matière organique mucilagineuse localisée en fines lamines alternant avec les lamines minérales cristallines, ou diffuse dans les zones cryptocristallines,
- l'existence fréquente de microperforations (algaires?),
- l'absence d'organismes encroûtants ou d'un feutrage d'algues (à ne pas confondre avec la microflore perforante rencontrée dans de nombreuses oolithes mais limitée dans chacune d'elles),
- une morphologie subsphérique ou ovoïde rarement influencée par celle du nucleus,
- une surface lisse et régulière de nanostructure variable; seul l'aspect poli et brillant, fréquent mais non exclusif, correspond toujours à une même nanostructure tendant à la coalescence,
- une taille maximum voisine de 2 mm.

3. — Alternant avec la structure tangentielle ou constituant parfois le cortex entier, la structure cryptocristalline se révèle correspondre à deux nanostructures : l'une est faite des mêmes «aiguilles» d'aragonite de 1μm, plus ou moins émoussées, mais sans orientation préférentielle; l'autre est une structure nanogrenue associée à la matière organique; chacune peut être primaire ou bien résulter de l'altération d'une structure primaire par des microperforations ensuite comblées (micritisation selon Bathurst). C'est-à-dire que la structure cryptocristalline observée en lame mince est doublement une structure convergente, tant par son organisation à l'échelle du micron que par son origine.

4. Il a été mis en évidence dans le Golfe Persique des oolithes marines «radiaires». Leur taille varie de manière continue, de celle des oolithes (sens strict, c'est-à-dire inférieure à 2 mm) à celle des pisolithes; elles sont localisées dans des environnements très protégés à la limite des zones intertidale et supratidale; leur forme est nettement influencée par celle du nucleus; leur cortex comporte de manière caractéristique une structure serrée à microcristaux euhédraux ou subhédraux statistiquement radiaires : celle-ci alterne avec une structure cryptocristalline à nanograins; plus souvent, elle se limite à quelques couches principalement dans la zone externe, le reste du cortex étant micritique mais encore laminé.

5. — Les morphologies des particules élémentaires constituant les oolithes actuelles sont en nombre limité : baguettes cylindriques (rarement euhédrales) de 1μm sur 0,2μm, nanograins de 0,2μm, microcristaux allongés subhédraux ou euhédraux de quelques microns à quelques dizaines de microns, et très rarement des lamelles. Elles sont tout à fait comparables à celles constituant d'autres sédiments aragonitiques marins comme les boues, pellets, agrégats, laminites algo-sédimentaires, et leur assemblage est tel qu'on peut observer une suite continue pellet - oolithe - gravelle (= pseudolithe de L. Cayeux) ainsi qu'un passage progressif des oolithes radiaires aux grès de plage.

6. Les structures radiaire et micritique pouvant être primaires dans des oolithes actuelles, leur acquisition supposée secondaire, diagénétique, dans les oolithes anciennes, est remise en question. S'il est certain que des structures fibroradiaires ou largement cristallines (mais à orientation optique radiaire) sont diagénétiques, dans la plupart des cas observés, elles sont clairement acquises à partir d'une première structure radiaire nanogrenue qu'il est impossible de prouver secondaire. Par ailleurs, il est bien établi par divers auteurs que toute transformation aragonitique - calcite conduit à une structure sparitique; Sandberg (1975) démontre en particulier que le «remplacement paramorphique» invoqué par Friedman (1964) pour expliquer la conservation de fines structures est une vue de l'esprit dans le cas de la transformation aragonite - calcite. Or, coexistent dans de mêmes oolithes anciennes deux structures fondamentalement différentes comme la structure sparitique du nucleus résultant de la transformation de l'aragonite et la structure nanogrenue radiaire du cortex, d'une remarquable finesse d'organisation. C'est l'argument le plus important qui oblige à revenir à l'hypothèse de Sorby et la prouve : certaine structure radiaire et la nature calcitique d'oolithes anciennes sont initiales.

7. — Par analogie avec la ressemblance des particules élémentaires constituant les oolithes actuelles et des sédiments fins de milieux proches, la ressemblance des nanostructures des oolithes anciennes et de calcaires fins contigus laisse penser que des boues de milieux peu profonds ont pu-être aussi initialement en calcite. Il convient maintenant de rechercher toute preuve de l'existence de l'aragonite dans les sédiments anciens (hors des tests d'organismes) pour dater son apparition puis son extension qui est celle constatée dans l'Actuel, et retracer l'histoire naturelle des sédiments aragonitiques.

8. — Les conditions de milieux de genèse des oolithes classiques «tangentielles» ont été précisées :
- la profondeur est très faible (en accord avec tous les auteurs) : de 0 à 5 m, voire de 0 à 2 m dans certains cas;

Source : MNHN, Paris

- une brusque remontée du fond forme talus au front des formations oolithiques; l'agitation de l'eau y est souvent la plus forte;
- une alternance de dépression et de rides parallèles espacées de 50 à 250 m entraîne une alternance d'agitation de l'eau relativement plus faible et plus forte;
- un système de vagues et de courants bidirectionnels tend à faire passer les oolithes d'une ride à une dépression et ainsi de suite, tout en les retenant en même temps dans ce milieu.

9. — L'inventaire des milieux oolithiques actuels dans le Golfe Persique montre leur variété, et l'importance des oolithes de lagune remet en question l'utilisation systématique des oolithes comme indice de «milieu agité». Les oolithes ne sont pas non plus limitées à leur seul milieu de formation : des oolithes reliques sont mises en évidence à des profondeurs de 80 à 100 m; d'autres, récentes, sont trouvées sur les îles ou dans le désert. Leur répartition plus large, qui peut s'expliquer en termes de transgression durant l'Holocène et de transport intense actuel, restreint l'utilisation des seules oolithes dans la reconstitution de leurs paléomilieux.

10. — Mais cet exemple de répartition des milieux oolithiques à l'échelle d'un bassin a l'intérêt d'apporter une explication possible à l'extension des vastes formations oolithiques anciennes; on peut s'attendre en effet qu'elles soient en fait diachrones et ne reflètent pas nécessairement la géométrie et la grandeur des environnements générateurs d'oolithes plus restreints à tout moment.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE III

ENCROÛTEMENTS ET GRAINS CORTIQUES DANS LES ZONES DE MARÉES HAUTE ET EXCEPTIONNELLE

INTRODUCTION

Si l'aragonite sédimentaire se trouve le plus couramment sous forme de boues, pellets et oolithes, elle se rencontre aussi avec le faciès de croûtes laminées se déposant sur des substrats durs. Confinés dans un environnement précis - la zone supratidale et l'extrême sommet de la zone intertidale - certains encroûtements se développent dans des milieux lagunaires très protégés alors que d'autres se déposent dans la zone du ressac sur des blocs de grès de plage, des rochers ou des fronts de falaises exposés au large. De morphologies variées, ils peuvent avoir une surface absolument polie donnant l'impression d'une couche de peinture émaillée tandis que d'autres sont très irréguliers, poreux, ressemblant à des tufs ou des travertins de sources ou de cavernes.

Ce type de dépôt est connu depuis longtemps; en particulier, les croûtes aragonitiques polies et brillantes, caractéristiques des environnements les moins protégés, semblent avoir été notées pour la première fois par Darwin (1839, trad. 1875) sur des îles de l'Atlantique et nommées «pélagosite» par Tschermak (1878) - du nom de l'Ile Pelagosa, dans la mer Adriatique, où il en avait été découvert aussi -. Signalées d'une part en divers points des côtes méditerranéennes, elles semblent d'autre part un fait commun dans les environnement littoraux tropicaux et subtropicaux. Par exemple, des croûtes aragonitiques supratidales sur substrat induré ont été rapportées par Emery et al. (1954) de l'atoll de Bikini, par Newell et Rigby (1957) de la côte de l'Ile d'Andros (Bahamas) par Davies (1970) de Shark Bay (Australie occidentale). Dans le Golfe Persique, elles ont été notées en de nombreux endroits par Evamy (1973) ainsi que par Purser et Loreau (1973). Ce sont ces dernières, étudiées en diverses localités de la Trucial Coast (fig. 13) qui font l'objet principal de ce chapitre.

Quelques échantillons provenant des côtes françaises méditerranéennes seront comparés à ce qui est connu dans le Golfe Persique.

Sur la Trucial Coast, selon la nature et la taille du substrat, ces croûtes se présentent sous deux aspects fondamentaux :

- elles peuvent couvrir des roches anciennes ou des grès de plage et s'étendent en revêtement continu suivant une bande étroite de quelques mètres, le long de la limite des zones intertidale et supratidale;

- elles peuvent aussi couvrir des fragments de roches ou des tests et se rencontrent alors comme le cortex d'éléments individualisés dont la taille varie de moins du mm à plus de 50 cm ; ce phénomène présente, de ce fait, tous les intermédiaires entre les revêtements «à plat» et les oolithes - en passant en particulier par le type oolithe radiaire décrit au chapitre précédent -. Ces grains cortiqués et les croûtes «à plat» sont le plus souvent trouvés ensemble et présentent dans ce cas des morphologies de surface identiques. On soulignera alors les similitudes et les différences avec les oolithes classiques. De même ils ressemblent étroitement à la fois aux tapis algaires

Source : MNHN, Paris

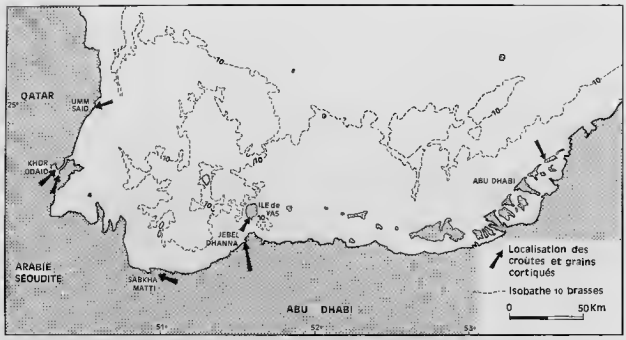


Fig. 13 : Carte de localisation des croûtes aragonitiques étudiées sur la Trucial Coast, Golfe Persique (cf. aussi fig. 3 B). (1 brasse : 1,80 m)

laminés - mais indurés - à certains encroûtements non marins associés à des sols («caliches») et aux tufs de cavernes. Du fait de leur signification très précise en terme de milieu, la reconnaissance de leurs éventuels équivalents dans les séries anciennes est de grand intérêt. Si l'on se trompe en les interprétant comme des «stromatolithes» l'erreur est minime en cas de reconstitution paléogéographique mais la confusion avec des encroûtements non marins peut conduire à exagérer le degré de paléo-émersion. Cela souligne d'autant l'importance de la description, ici, de leurs caractères morphologiques et structuraux. Et l'évocation certaine, à propos de ces encroûtements, des structures oolithiques et «stromatolithiques» ne peut mieux révéler l'intérêt de leur étude dans l'optique d'une compréhension globale de la genèse des sédiments aragonitiques.

I. - ENVIRONNEMENT, STRUCTURE ET NANOSTRUCTURE DE LA «PÉLAGOSITE» DANS LA LAGUNE DE KHOR ODAÏD (GOLFE PERSIQUE)

A. CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA LAGUNE DE KHOR ODAÏD ET LOCALISATION DES ENCROÛTEMENTS

Cette lagune, large de 5 à 10 km, située à l'extrémité Sud-Est de la presqu'île de Qatar (fig. 13) est presque complètement isolée de la mer ouverte, reliée seulement au Golfe Persique par un chenal étroit (fig. 14 A). Il n'est donc pas étonnant que le gypse précipite à partir des saumures sursalées dans ses parties les plus retirées, au Nord, le long d'une côte protégée, tandis que ses rivages les plus exposés au vent, dans la zone Sud-Est, constituent des milieux oolithiques (décrits par Loreau et Purser (1973) et rapportés dans le précédent chapitre). Ce littoral Sud présente une zone intertidale plate et sableuse de 100 à 500 m de large bordée par un talus de haut de plage de 30 cm à 1 m de haut, fréquemment lithifié en *beach-rock*. Cette plage passe imperceptiblement

Source : MNHN, Paris

à une sabkha, large de plus de 2 km, à sable quartzeux et envahie par des dunes éoliennes. La sabkha décroît en largeur vers l'ouest, au fur et à mesure que la formation dolomitique tertiaire formant corniche se rapproche du rivage. A partir du cap limitant une deuxième lagune plus retirée de Khor Odaïd (fig. 14 A), le littoral décrit une série de petites baies où le platier intertidal sableux et le haut de plage butent directement contre des petites falaises de dolomite tertiaire. Les grès de plage et les falaises adjacentes qui bordent ces baies isolées sont couverts localement de croûtes aragonitiques variées (fig. 14 B, C).

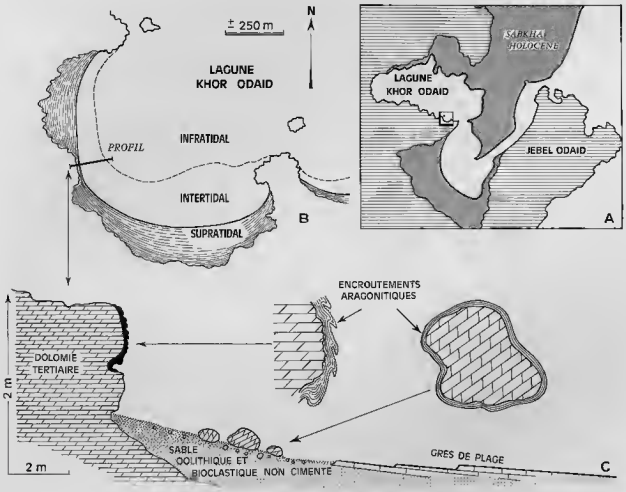


Fig. 14 – A : Schéma de Khor Odaïd montrant les rapports respectifs entre la lagune, la sabkha holocène et la plateforme tertiaire. – B : Morphologie d'une baie dans Khor Odaïd où le platier intertidal bute contre la falaise de dolomite tertiaire et localisation d'un profil type. – C : Distribution générale des croûtes aragonitiques selon ce profil et variation latérale de leur aspect de surface. *(D'après B.H. Purser et J.P. Loreau, 1973)*

B. LES ÉLÉMENTS INDIVIDUALISÉS ET CORTIQUÉS DE KHOR ODAID

Des grains de quartz de la taille des sables sont entourés d'un cortex aragonitique poli et brillant donnant de véritables oolithes décrites par Loreau et Purser (1973), ainsi que dans le chapitre précédent. Localement, le long des rivages Sud-Ouest de Khor Odaïd, des blocs de grès de plage ou de dolomite tertiaire tombés des falaises adjacentes, sont également couverts d'une pellicule d'aragonite polie (photo A, pl. 25). Des blocs qui

Source : MNHN, Paris

peuvent atteindre 50 cm de diamètre sont ainsi complètement enveloppés par un cortex laminé, gris bleu ou beige selon les endroits, d'épaisseur relativement constante. Ces «oolithes géantes» sont mêlées aux sables oolithiques et bioclastiques de la plage mais ne sont pas soudées aux grains ou blocs adjacents. Elles ne sont pas non plus enfouies dans le sable mais restent presque complètement dégagées du sédiment. Évidemment, par rapport aux oolithes classiques, elles sont anormalement grandes et leur taille gigantesque laisse présumer qu'aucun mouvement ou transport n'est comparable à ce qu'il est habituel d'envisager dans les processus «d'oolithisation». Tout au plus, par leur disposition sur le terrain et leur forme, les blocs de dolomite tertiaire et de grès de plage holocène servant de «nucleus» à ces éléments cortiqués ont pu rouler sur la plage. Ce retournement, soit par des vagues à l'occasion d'une tempête (pour les petits éléments) soit surtout par un mouvement graduel le long de la pente du haut de plage, permet probablement l'enveloppement complet par un dépôt d'argonite de 0,5 à 1 mm d'épaisseur.

C. LES REVÊTEMENTS «A PLAT» DE PÉLAGOSITE : MORPHOLOGIE DES DÉPÔTS ET CONDITIONS DU MILIEU

La pellicule qui couvre localement les blocs détachés de dolomite se rencontre plus fréquemment comme un revêtement continu sur les grès de plage (ph. B, pl. 25). Ces croûtes de «pélagosite» constituent une bande de 1 à 5 m de largeur à la limite des zones intertidale et supratidale relativement exposées aux vagues. Bien que les croûtes suivent le micro-relief de la surface du grès de plage, elles tendent à être plus épaisses dans des dépressions locales et peuvent atteindre 2 cm d'épaisseur. La surface de ces croûtes est invariablement polie (ph. A, B, pl. 25; ph. A, D, pl. 28); toutefois, ce poli est légèrement terni le long de la bande d'encroûtement, côté terre (ph. C, pl. 25) : cela peut être dû à une légère dissolution par la rosée ou par de nombreuses microperforations (ph. F, pl. 28) mais dans l'ensemble cet aspect serait primaire (cf. § suivant D).

La bande étroite de pélagosite correspond à la zone du ressac à marée haute. D'après des observations prolongées dans un environnement identique (cf. § IV, A, d),la partie inférieure ne semble être recouverte que par la mince couche d'eau de l'extrême déferlement de la vague qui repart en ruissellement aussi fin. Compte tenu du rythme irrégulier et complexe des marées dans le Golfe Persique, l'étal à marée haute peut durer plusieurs heures et il n'est pas superflu de souligner que cette partie inférieure de la zone à pélagosite brillante est précisément le siège d'un ruissellement pelliculaire durable par 40 à 60°C au soleil. La partie supérieure plus brune et moins polie est statistiquement plus humectée que submergée, atteinte essentiellement par les embruns.

Comme pour les blocs cortiqués décrits précédemment, les surfaces considérées ici ne sont jamais recouvertes de sédiment : ou bien le déblaiement est assuré par le ressac, ou bien les grains ne peuvent se maintenir en cette zone précise à cause de la pente du grès de plage, du vent, du poli.

En accord avec Evamy et Purser, il faut noter aussi une relation entre la présence de pélagosite et les caractéristiques de porosité du substrat : cette croûte se dépose seulement sur des surfaces imperméables, que ce soit

PLANCHE 25

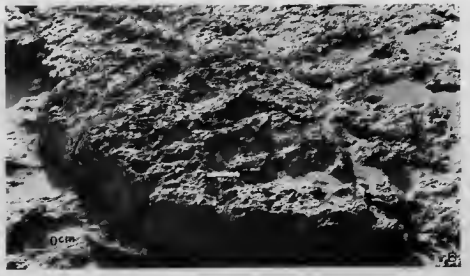
Encroûtement de pélagosite sur rochers et grès de plage

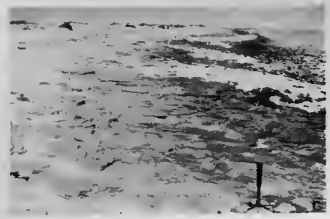
A : Rochers et blocs de dolomie éocène recouverts d'une pellicule de pélagosite très lisse, polie, brillante comme de l'émail. Zone intertidale; lagune de Khor Odaïd, côte ouest d'Abu Dhabi, Sud-Est du Golfe Persique.

B : Revêtement comparable de pélagosite sur grès de plage; autre endroit de la lagune de Khor Odaïd, partie supérieure de la zone intertidale.

C : Zonation de la bande littorale encroûtée : au plus bas, la pélagosite de couleur soit beige, soit gris-bleu, est polie (ici la couleur gris-bleu apparaît sombre); côté terre, la croûte sur les blocs de grès de plage a une surface irrégulière et une couleur brune (apparaissant plus claire sur la photo).

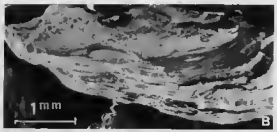
Source : MNHN, Paris

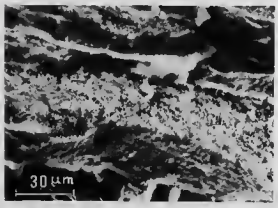


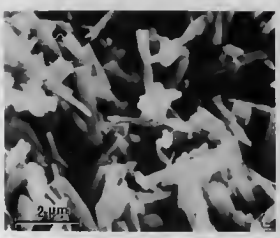


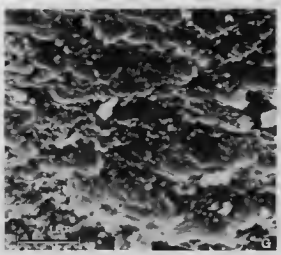
BIBL. DU MUSEUM PARIS

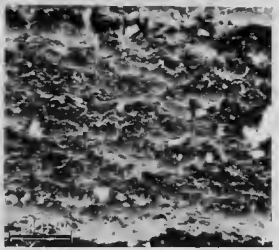
Source : MNHN, Paris











Source : MNHN, Paris

les rochers de dolomite tertiaire absolument compacte ou les grès de plage complètement lithifiés, au moins superficiellement. A Khor Odaïd, cette relation est particulièrement illustrée lorsque des débris de grès de plage ont été réincorporés dans une seconde génération de grès de plage. Les débris de première génération sont fortement cimentés et denses, et leur surface exposée est recouverte d'une pellicule beige d'aragonite polie alors que le grès plus récent, peu cimenté et encore poreux, est dépourvu d'une pellicule externe de pélagosite.

D. STRUCTURE ET NANOSTRUCTURE DE LA CROÛTE DE TYPE PÉLAGOSITE

L'observation au microscope polarisant montre que la pélagosite (aussi bien celle du cortex des éléments individualisés de tailles diverses que celle des encroûtements «à plat») est composée de lamines très fines excédant rarement 50 microns (ph. A, pl. 26). L'étude optique à l'aide de lames additionnelles montre que dans 70 à 80 % des cas le signe d'allongement de ces lamines est négatif. Sachant que l'aragonite a également un signe d'allongement négatif (np selon c) les cristallites constituant les lamelles ont donc une orientation tangentielle, comme dans le cortex des oolithes classiques. Rares sont les lamines cryptocristallines mais, comme dans tout élément induré, des zones micritisées (au sens de Bathurst) peuvent être présentes, témoins de microperforations et de leur remplissage. Enfin, il faut noter une structure plus complexe, en majorité cryptocristalline, comportant des éléments piégés non jointifs (oolithes, grains de quartz) et des vacuoles (de dissolution?) surtout en surface (ph. A, B, pl. 30). Ce type de structure correspond à la croûte plus brune, d'aspect terni, localisée dans la partie supérieure (côté terre) de la bande étroite concernée (ph. C, pl. 25); l'absence totale de lamination, le piégeage de grains dans un ciment cryptocristallin évoquent plus une structure primaire qu'une structure altérée à partir de pélagosite typique.

L'étude au microscope électronique à balayage révèle que la surface polie présente toujours une nanostructure coalescente (ph. F, pl. 28). Au contraire, les lamines vues en coupe (cassures fraîches verticales) sont constituées de manière variable; ou bien les lamines peuvent présenter une nanostructure homogène dans toute l'épaisseur de la croûte (ph. A, B, pl. 28) et cette nanostructure varie d'un lieu à un autre; ou bien les lamines alternent avec des nanostructures différentes (ph. C, D, pl. 26; ph. A, pl. 27).

Cinq nanostructures au moins ont été répertoriées :

1. - Le cas le plus fréquent est une structure nanogrenue tendant à coalescer pour donner des lamelles aplaties polycristallines orientées tangentiellement au substrat (ph. F, G, pl. 26).

2. - Presque aussi fréquent est le cas d'une structure nanogrenue où les nanograins ont 0,1 à 0,4 micron ; certains regroupements de nanograins tendent également à coalescer (ph. B, C, pl. 28).

PLANCHE 26

Microstructure et nanostructure de la pélagosite

A : Coupe de pélagosite encroûtant un bloc de dolomie provenant d'une plage de Khor Odaïd. Elle montre les fines lamines d'aragonite dont l'étude optique avec des lames additionnelles révèle (dans 80 % de cas) un allongement négatif, comme pour les cortex des oolithes classiques. Les cristallites seraient donc orientés tangentiellement. Lame mince, lumière polarisée analysée. x 45.

B : Fragment de pélagosite provenant de Khor Odaïd montrant l'individualisation très nette des lamines. M.E.B., x 15.

C, D : Détail de la coupe de cette pélagosite montrant des lamines compactes séparées par de fins interstices remplis d'un feutrage peu dense de microcristaux. M.E.B., x 500, x 4500.

E : Entre deux lamines compactes, détail du feutrage de cristaux euhédraux, de 0,2-0,4 μm d'épaisseur sur 1-3 μm de longueur, orientés au hasard. M.E.B., x 8000.

F, G : Nanostructure des zones compactes constituées par des sortes de lamelles polycristallines (constituées par des nanograins qui tendent à coalescer) et d'orientation tangentielle au substrat. M.E.B., x 3700, x 7500.

Source : MNHN, Paris

3. - Avec une fréquence voisine de la précédente, est observé un assemblage de cristaux subhédraux ou anhédraux allongés, de 0,1 micron sur 1 micron environ, d'orientation statistiquement tangentielle au substrat (ph. C, pl. 27); ces cristallites semblent en même temps statistiquement parallèles entre eux, donnant ainsi une deuxième direction générale (ph. C et stéréo-photo D, D', pl. 27). Sur certaines plages d'observation, les orientations mutuelles sont si nettes qu'elles déterminent des plans parallèles entre eux, normaux au support, soulignés par la présence de lamelles elles-mêmes «radiaires» (ph. C, pl. 19).

4. - Plus rarement est rencontrée une structure à cristaux subhédraux lamellaires, d'orientation perpendiculaire à la direction des laminations et dite «radiaire» (ph. B, pl. 27).

5. - Entre ces lamines de structure très compacte, se trouvent parfois de minces espaces remplis d'un feutrage peu dense de cristaux euhédraux de 1 à 3 microns de long sur 0,2 à 0,4 micron d'épaisseur (ph. D, E, pl. 26).

Par l'abondance des lamelles et des nanograins, par la tendance générale à la coalescence, ces nanostructures mettent en évidence davantage de différences entre pélagosite et cortex oolithiques qu'au cours des observations aux échelles précédentes; mais la comparaison sera poursuivie et discutée en tenant compte des autres encroûtements qui vont être maintenant présentés.

II. - CARACTÈRES DES ENCROÛTEMENTS A SURFACE IRRÉGULIÈRE DANS DEUX ENVIRONNEMENTS DE LA TRUCIAL COAST

A. ENCROÛTEMENTS IRRÉGULIERS DE CERTAINES FALAISES DE KHOR ODAÏD

a) Morphologies externes et leurs variations.

Les croûtes et les grains cortiqués d'aspect poli sont limités à la zone du ressac à marée haute et à la partie la plus basse de la zone supratidale. Cependant, en certains points de Khor Odaïd, les petites falaises de dolomie tertiaire donnant sur la plage dans cette zone correspondante sont couvertes par une croûte brune et non polie (ph. A, pl. 29). Les morphologies externes rappellent celles de certains travertins de sources ou de cavernes (ph. B, pl. 29). Quand le substrat est subvertical, ces croûtes épaisses de 1 à 20 mm prennent une surface à crénelures très caractéristiques, influencées par le ruissellement goutte à goutte (ph. D, pl. 29), le système réticulé que constituent les crêtes à mettre en relation avec l'inclinaison du substrat. Au niveau d'un rebord, des lobes de plus en plus épais à leur base acquièrent un profil asymétrique, avec un bord inférieur raide (même photo).

PLANCHE 27

Nanostructure de la pélagosite (suite)

A : Coupe de pélagosite sur bloc de dolomie montrant l'alternance de plusieurs lamines de structures différentes, plus ou moins compactes. Les lettres B et C localisent les photos B et C qui conservent la même orientation. Cassure fraîche. x 400.

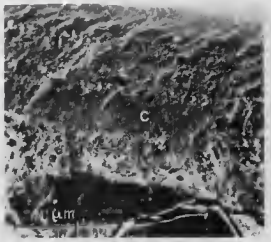
B : Détail d'une lamine constituée par des cristaux subhédraux lamellaires, orientés normalement au support (orientation souvent appelée radiaire). x 5000.

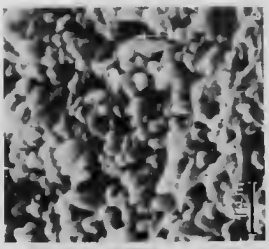
C : Nanostructure d'une lamine à nanocristaux anhédraux ou subhédraux, allongés, de 0,1 μm d'épaisseur sur environ 1 μm de longueur, statistiquement tangentiels au substrat et associés à des lamelles (1) d'orientation radiaire. x 21000.

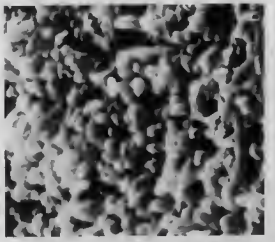
D, D' : Paires de stéréo-photos du détail précédent permettant l'observation plus précise de l'orientation des nanocristaux, non seulement statistiquement tangentiels au support, mais sensiblement parallèles entre eux, soulignant une deuxième direction générale constante. (La flèche donne la direction parallèle au substrat). x 13500.

(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

Source : MNHN, Paris

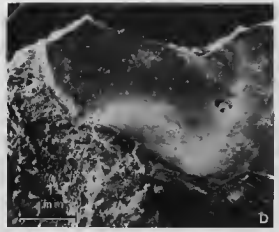


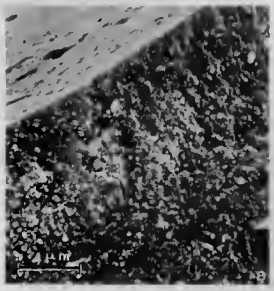


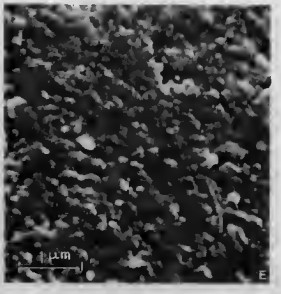


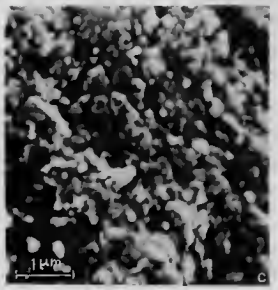
BIBLIOTHÈQUE MUSÉUM PARIS

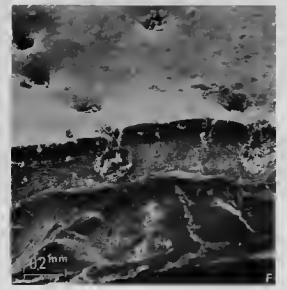
Source : MNHN, Paris











Source : MNHN, Paris

Lorsque le substrat est surplombant, les lobes deviennent plus nombreux, de véritables stalactites à l'aspect de choux-fleurs (ph. F, pl. 29) s'individualisent et atteignent 5 cm de longueur, morphologie typique des dépôts liés à des chutes de gouttes d'eau. Des bordures en replat peuvent être décorées de petites stalagmites d'aragonite (ph. C, pl. 29), indice confirmant l'influence de l'eau tombant goutte à goutte.

b) Structure au microscope photonique et en microscopie électronique à balayage.

En lame mince, la croûte très irrégulière près du sommet de la falaise (ph. B, pl. 29) apparaît cryptocristalline mais poreuse, avec des zones vaguement branchues. Plus bas dans la falaise (ph. D, pl. 29), la croûte nettement plus lisse (mais non polie) est constituée par des lamines très fines et sombres alternant avec des lamines claires (ph. D, E, pl. 30), l'ensemble se comportant à courte distance comme l'équivalent d'un monocristal (ph. C, pl. 30). Si l'on considère la direction des laminations comme étant celle de l'allongement, l'étude optique avec lame additionnelle montre que le signe d'allongement est ici positif dans 80 % des cas : c'est-à-dire que les cristallites d'aragonite qui constituent les lamines ont une orientation normale au support (ou à celle de la lamination) dite souvent «radiaire» ou «radiale». A fort grossissement on distingue nettement de très fines lamines dont les cristaux semblent avoir effectivement l'orientation «radiaire» (ph. E, pl. 30). Il peut exister des feuillets ou des craquelures entre deux lamines qui sont remplies par des cristaux plus grands, peut-être de calcite (cf. ph. D, pl. 30 et ch. VI).

Les observations au microscope électronique à balayage révèlent une nanostructure confuse, relativement homogène dans toute l'épaisseur de la croûte, mais hétérogène à l'échelle de quelques microns carrés. C'est un assemblage compact de nanograins et de lamelles à orientations variées, sans limite nette de lamines (ph. F, pl. 30). Tout au plus, on peut distinguer des lamelles subhédrales de 1 à 2 μm de long, statistiquement normales à la direction du substrat, mais pour une large part il s'agit de pseudolamelles qui semblent résulter de la coalescence plus ou moins poussée de nanograins. Les directions d'orientation de ces pseudolamelles changent rapidement de tangentielle à «radiale». La relation n'est pas évidente entre ce qui est observé à cette échelle et ce qui est observé en lame mince (en particulier, la large proportion d'orientation «radiaire» n'est pas nettement confirmée).

Dans l'ensemble, ce type de croûte diffère de la pélagosite par l'existence très fréquente de la structure cryptocristalline et de celle relativement fréquente de la structure «radiaire». Si les nanostructures ne sont pas sans rappeler certains aspects de celles de la pélagosite (lamelles, coalescence), elles sont cependant moins claires et ordonnées. Mais le plus intéressant est surtout de noter que les morphologies classiques de dépôts liés à un ruissellement et à la chute de gouttes d'eau, normalement associés à des milieux continentaux, peuvent aussi se rencontrer à une petite échelle dans un environnement essentiellement marin.

PLANCHE 28

Nanostructure de la pélagosite (suite)

A . Coupe de pélagosite encroûtant un bloc de dolomie éocène provenant d'une plage de Khor Odaïd. Cassure fraîche. x 70.

B . Même coupe, grandissement intermédiaire permettant la localisation de la photo C. x 4000.

C . Même coupe montrant l'une des nanostructures de la pélagosite : assemblage compact de nanograins de 0,1 à 0,4 μm tendant à la coalescence. x 14000.

D Pélagosite à surface polie encroûtant un grès de plage provenant d'une plage de Khor Odaïd. x 15.

E Surface de cette pélagosite montrant une nanostructure coalescente ou tendant à être coalescente. x 16000.

F Pélagosite sur dolomie provenant d'une plage de Khor Odaïd à la limite des zones intertidale et supratidale et dont la surface est légèrement ternie : la surface et la coupe montrent ici de nombreuses perforations qui peuvent altérer le poli. x 55.

(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

Source : MNHN, Paris

B. ENCROUTEMENTS DANS UN SYSTEME LAGUNAIRE PRES DE JEBEL DHANNA

a) Variation et répartition des encroûtements dans ce système lagunaire.

Le promontoire de Jebel Dhanna est flanqué, côté ouest, par une série de flèches littorales sableuses, bioclastiques; s'accroissant latéralement, elles ont fini par enfermer une lagune peu profonde de 1 à 2 km de long (fig. 15 A). Presque à sec à marée basse, cette lagune est tapissée d'un sable à pellets et possède, sur un côté, une bande étroite de tapis algaire marquant la limite supérieure de la zone intertidale. Ces tapis algaires laminés, typiques, ont une épaisseur de plusieurs mm, se développent sur un sédiment meuble et ne sont pas lithifiés.

Les bords des flèches littorales, côté lagune, sont très largement lithifiés; des degrés différents dans la cimentation des grès de plage en plusieurs bancs inclinés produisent une série de crêtes en forme de croissant descendant en pente douce vers le platier intertidal. Ces couches de grès de plage à morphologie d'ensemble particulière, ainsi que des graviers associés, sont massivement encroûtés d'aragonite non polie. Comme dans Khor Odaïd, la morphologie de ces croûtes est très variable, montrant un changement progressif au fur et à mesure que l'on monte sur les couches inclinées de grès de plage (fig. 15 B).

b) Les grains cortiqués de Jebel Dhanna.

Des éléments détritiques, comprenant des grains de quartz émoussés, des débris subsphériques de grès de plage de la taille des calcirudites fines et des mollusques de formes irrégulières, sont complètement enveloppés par une couche d'aragonite laminée, d'aspect terreux. La forme et la taille de ces éléments varient, leur cortex varie en épaisseur, en structure et en aspect de surface, en fonction de la taille et de la forme du nucleus et de la localisation plus ou moins haute dans la zone supratidale.

Les grains de quartz de la taille des arénites grossières sont arrondis ou ovoïdes et les grains cortiqués qui en résultent ont la même forme (cf. pl. 12). Ces grains étudiés par Loreau et Purser (1973) et décrits dans le chapitre précédent peuvent être considérés comme des oolithes (ou pisolithes) de par leur structure générale (nucleus + cortex laminé de 1 mm environ); mais il faut rappeler les différences importantes avec les oolithes marines classiques :

- la morphologie plus ou moins régulière influencée par le nucleus,
- une plus grande taille,
- une surface jamais polie,
- l'épaisseur relativement grande de certaines lamines,
- la taille et la morphologie des cristaux davantage comparables à ceux des grès de plage qu'aux «baguettes»

PLANCHE 29

Croûtes aragonitiques irrégulières à Khor Odaïd

A : Falaise basse de dolomie tertiaire couverte d'une croûte très irrégulière, non polie, de couleur brun sombre. La base montre une teinte plus claire, témoin de la limite habituelle des marées hautes. Au-dessus, la falaise est plus humectée par les embruns que submergée.

B : La morphologie externe de cette croûte rappelle celle de certains travertins de grotte ou de source.

C, D, E : Détails de la morphologie de l'encroûtement sur cette petite falaise.

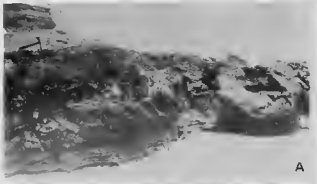
C : Rebord décoré de petites stalagmites d'aragonite.

D : Aspect de l'encroûtement montrant des stalactites lobés et un système réticulé de rides en rapport avec l'inclinaison du substrat.

E : Morphologie caractéristique des dépôts liés à des ruissellements et aux chutes de gouttes d'eau, particulièrement où la paroi est surplombante.

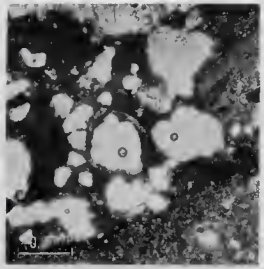
(D, E : clichés Purser)

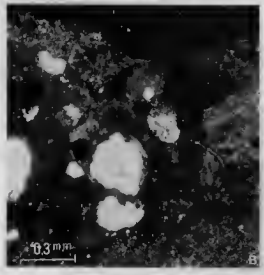
Source : MNHN, Paris



BIBLIOTHÈQUE DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE PARIS

Source : MNHN, Paris





Source : MNHN, Paris

d'aragonite des cortex oolithiques plus connus,
la structure radiaire plus ou moins représentée.

D'autres éléments à nucleus plus gros - fragment de grès de plage ou test de mollusques variés - ont une forme encore moins régulière et atteignent des tailles de 30 cm. Ceux qui sont situés dans la partie la plus inférieure de la zone supratidale ont une surface relativement lisse (mais non polie) et légèrement crayeuse.

D'autres, situés plus haut dans la zone supratidale (fig. 15 A), comprenant un grand nombre de cérithes rassemblés dans des dépressions peu profondes (fig. 16) ont une surface très irrégulière. Si leur taille et leur morphologie générale sont encore déterminées principalement par les caractéristiques du nucleus, l'aspect de détail de l'élément cortiqué - celui de sa surface en particulier - se complique par l'apparition d'un système de petites crêtes rapprochées, de cavités sinueuses, d'excroissances courtes. Ces «décorations» donnent à ce type de grain une apparence «algaire» remarquable (ph. A, pl. 32). Leur cortex épais de 1 mm à plus de 2 cm présente à l'oeil nu ou à la loupe une lamination concentrique irrégulière qui n'est pas sans rappeler la structure d'oncolithes algaires (ph. B, pl. 32); mais, la différence avec les oncolithes réside dans le fait que des lamines font ici régulièrement et complètement le tour du grain. L'ordonnancement et la continuité parfaite de ces lamines sont davantage perturbés dans les éléments cortiqués situés le plus haut dans la zone supratidale. D'abord, des débris bioclastiques englobés dans l'encroûtement sont nombreux et rompent la régularité d'une fine stratification plane. On peut voir aussi sur des sections polies que des lamines plus récentes tapissent des dépressions d'un premier dépôt. Certaines de ces dépressions recoupent nettement des lamines, indiquant qu'elles ont pu être approfondies par dissolution ou perforation biologique (ph. B, pl. 32). Cette destruction locale contribue à accentuer et compliquer le microrelief caractéristique de ces grains.

En lame mince, la structure cryptocristalline apparaît dominante, englobant des grains de quartz, pellets et petits débris bioclastiques piégés; la structure laminée est rarement observée à cette échelle, sauf dans les encroûtements de cérithes : elle est alors caractérisée par l'alternance de lamines cryptocristallines et de fines zones claires à microcristaux radiaires.

PLANCHE 30

Microstructure et nanostructure des encroûtements irréguliers et non polis de Khor Odaïd

A, B : Coupe de la croûte brune, irrégulière, sur des rochers de dolomie tertiaire de Khor Odaïd, dans la partie haute de la zone encroûtée, côté terre. Elle montre une structure cryptocristalline aragonitique et des débris piégés comprenant des grains de quartz et des oolithes. Lame mince, A : lumière polarisée non analysée; B : lumière polarisée analysée. x 45.

C : Coupe de la croûte typique et la plus courante recouvrant la petite falaise à Khor Odaïd dans ses parties moyenne et inférieure. Elle montre les fines lamines d'aragonite dont l'étude avec des lames additionnelles révèle un allongement positif, c'est-à-dire l'inverse de ce qui est trouvé le plus fréquemment pour la pélagosite et le cortex des oolithes classiques; les cristallites d'aragonite seraient donc orientés radiairement. Lame mince, lumière polarisée analysée. x 45.

D : Dans des feuillets ou des craquelures entre deux lamines, détail de cristaux plus grands; il s'agit peut-être de calcite - les diagrammes de rayons X Debye-Scherrer ayant d'une part les raies caractéristiques de la calcite et montrant d'autre part pour ces mêmes raies des discontinuités ou des renforcements en certains points dus précisément à des cristaux plus gros -. Lame mince, lumière polarisée analysée. x 180.

E : Détail de l'alternance des fines lamines sombres et des couches claires très régulières dont les cristaux, peu visibles ici, sont orientés normalement à la lamination - l'étude optique avec lame additionnelle le confirmant de manière indirecte -. Lame mince, lumière polarisée analysée. x 450.

F : Cassure fraîche de même orientation qu'en E, observée au microscope électronique à balayage, montrant une nanostructure relativement confuse sans limite nette des lamines. L'assemblage compact est constitué à la fois par des lamelles subhédrales (l) de 1 à 2 μm statistiquement normales à la direction repérée (t) des lamines, et par des pseudolamelles semblant résulter de la coalescence plus ou moins poussée de nanograins et passant rapidement d'une orientation dans l'ensemble «radiale» (r) à une orientation dans l'ensemble «tangentielle» (t). x 5000.

Source : MNHN, Paris

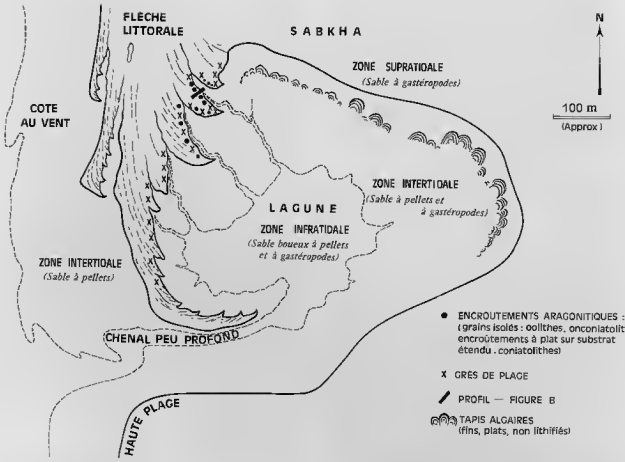


Fig. 15 A : Carte de la lagune proche de Jebel Dhanna montrant la localisation des encroûtements aragonitiques et la coupe illustrée dans la figure suivante. *(D'après B.H. Purser et J.P. Loreau, 1973)*

Au microscope électronique à balayage, ce dernier cas semble correspondre à de vagues lamines (ph. A, pl. 33) présentant une nanostructure à cristaux subhédraux allongés (ph. C, pl. 33) ou à pseudolamelles semblant résulter de la coalescence de cristaux plus petits et de nanograins (ph. B, pl. 33). L'orientation de ces diverses particules élémentaires est parfois radiaire, parfois oblique, très rarement tangentielle; cette structure (ph. A, B, C, pl. 33) est dans tous les cas discernable de celle entrecroisée, typique, des tests de gastéropodes qui peuvent constituer le nucleus (ph. A, B, C, D, pl. 5). La structure nanogrenue est la plus fréquente, surtout pour les cortex d'éléments plus grands dont les lamines visibles à l'œil nu ou à la loupe sont beaucoup trop grandes pour être observables à cette échelle. Par hasard, on peut voir cependant des figures déjà observées dans les encroûtements de cérithes; notamment, la coalescence de grains anhédraux ou subhédraux, isométriques ou allongés, donne des sortes de lamelles orientées radiairement. De même, des cristaux allongés, subhédraux, orientés radiairement, rappellent encore ceux des ciments de grès de plage. Les protubérances de la surface des éléments situés le plus haut dans la zone supratidale, constituées parfois par un pellet, ont une nanostructure plus anarchique, présentant un mélange de nanograins coalescents et de lamelles associé à un feutrage de baguettes émoussées de 1 μm sur 0,2μm, sans orientation préférentielle, analogues à celles des boues et pellets. Enfin, il faut souligner, dans les encroûtements d'aspects «algaire», la présence très fréquente de perforations de 100μm environ de diamètre et de 1 à 2 mm de long, souvent occupées par des restes d'organismes perforants indéterminés (Cyanophycées?

Source : MNHN, Paris

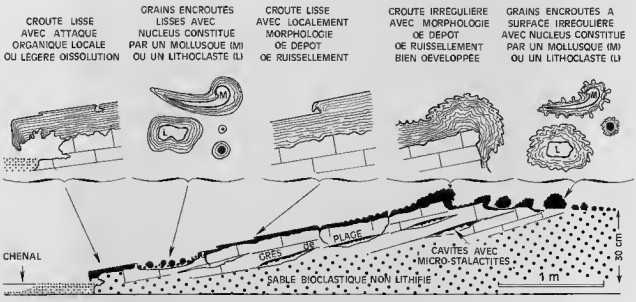


Fig. 15 B : Coupe à travers la zone supratidale dans la lagune proche de Jebel Dhanna et montrant le changement progressif de la morphologie de surface des croûtes aragonitiques. *(D'après B. H. Purser et J.P. Loreau, 1973)*

champignons?) encore en place (ph. D, E, pl. 33). Des perforations plus petites, de 4 à 5µm, sont remplies par des aiguilles euhédrales (ph. E, pl. 33). Le résidu insoluble (cf. chapitre V) comporte une part variable de matériel organique mais des filaments algaires reconnaissables sont extrêmement rares; on observe surtout des débris de forme granulaire de quelques microns ou de quelques dizaines de microns : ils proviennent probablement des organismes perforants vus au microscope électronique à balayage, ainsi que des taches ressemblant à des champignons ou des lichens et visibles à la loupe dans les dépressions de la surface de ces éléments cortiqués.

c) Les croûtes aragonitiques irrégulières de Jebel Dhanna.

Comme à Khor Odaïd où la pélagosite encroûtait aussi bien des éléments individualisés que les surfaces de grès de plage, les croûtes irrégulières qui entourent ici des grains séparés recouvrent les couches de grès de plage doucement inclinées. De même, on rencontre une zonation latérale (fig. 15 B) depuis des croûtes relativement lisses - mais non polies -, à la limite des zones intertidale et supratidale (ph. B, pl. 31), vers des dépôts irréguliers ressemblant à des travertins dans la partie la plus haute de la bande d'encroûtements (ph. A, pl. 31). L'absence de pélagosite semble liée au manque d'exposition du substrat rocheux à l'agitation des vagues : le grès de plage développé le long de la barre littorale, côté lagune, serait trop protégé pour favoriser le développement d'une croûte aragonitique polie.

La morphologie de surface des croûtes varie exactement comme celle des grains qui les accompagnent. Au fur et à mesure que l'on remonte sur les couches inclinées de grès de plage, la surface lisse est progressivement remplacée par une surface ridée caractéristique (ph. A, B, D, pl. 34). Des lobes en croissant orientés vers la pente (ph. B, pl. 31) suggèrent l'influence d'un ruissellement d'eau : cette morphologie ressemble à celle des croûtes de la falaise de Khor Odaïd et à des tufs non marins. D'après des observations au microscope électronique à balayage, les petites dépressions entre les rides sont très souvent approfondies par des perforations (ph. B, C, pl. 34) qui accentuent ainsi le micro-relief. Au plus haut du grès de plage, l'encroûtement acquiert la morphologie complexe «pseudo-algaire» toujours identique à celle des grains isolés qui y sont associés (ph. A, pl. 31) et principalement bien développés sur les bords verticaux des couches.

Source : MNHN, Paris

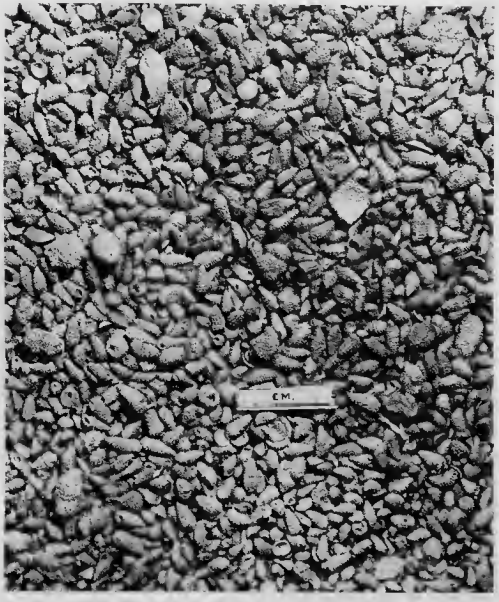


Fig. 16 : Fond d'une dépression dans la zone supratidale de la lagune de Jebel Dhanna où se trouve un sable constitué par une accumulation naturelle de mollusques (essentiellement des cérithes), tous encroûtés par une pellicule irrégulière d'aragonite, colorée en beige ou brun.

PLANCHE 31

Encroûtements aragonitiques sur grès de plage près de Jebel Dhanna; zone supratidale

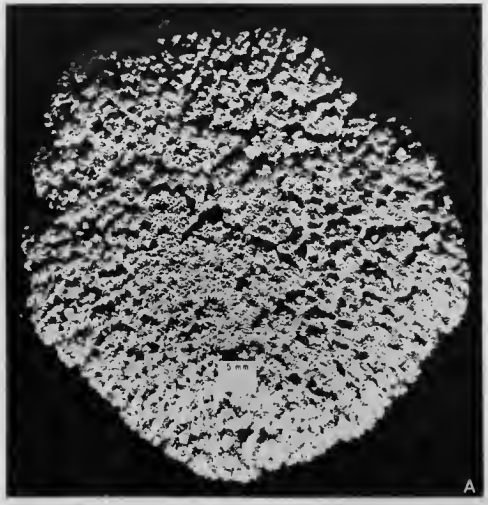
A : Encroûtement dans la zone supérieure supratidale sur le dessus et le bord de couches de grès de plage ainsi qu'autour de débris de grès de plage dont la taille va de quelques millimètres à quelques décimètres. En surface et surtout sur les bords verticaux, la morphologie est très irrégulière et rugueuse.

B : Encroûtement dans la zone inférieure supratidale (limite intertidale-supratidale) sur les couches inclinées de grès de plage. La surface relativement lisse montre des irrégularités lobées, orientées conformément à la pente, évoquant un dépôt de ruissellement ou de gouttes d'eau. (Au premier plan, orifice d'un terrier de crabe et pellets de crabes sur le fond desséché de la lagune).

Source : MNHN, Paris

MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

La nanostructure de ces croûtes est tout à fait comparable à celle des éléments cortiqués associés : - grande fréquence de nanograins, - tendance à la coalescence en lamelles, - plus rarement, cristaux euhédraux ou subhédraux, allongés (ressemblant à ceux des ciments de grès de plage) et orientés perpendiculairement aux lamines. Localement, des dépressions entre des micro-rides contiennent une boue non lithifiée, à baguettes anhédrales classiques et quelques débris bioclastiques (ph. E, F, G, pl. 34) très probablement d'origine allochtone.

III. - CROÛTES STALACTITIQUES D'ARAGONITE SOUS LES GRÈS DE PLAGE DE JEBEL DHANNA, TRUCIAL COAST

Les couches de grès de plage au bord de la lagune de Jebel Dhanna ont une épaisseur d'environ 30 cm et reposent sur des sables et graviers bioclastiques, meubles, affouillés localement par des crabes creusant leurs terriers; ces déblaiements et remaniements créent un espace peu élevé mais relativement étendu sous les dalles de calcaire (fig. 15 B). Le toit de toutes ces cavités ou microcavernes est couvert d'un encroûtement irrégulier (ph. A, pl. 35) qui peut s'étendre à la faveur de la discontinuité de sable - grès de plage, à toute la face inférieure de ces dalles plus ou moins disloquées. On constate, en les retournant, que cet encroûtement présente fréquemment des stries (même photo). Ces traces attestent un mouvement ou un glissement lié à la cassure des dalles et à leur éventuel soulèvement bord à bord pour former des «teepees» comme cela se voit en plusieurs endroits de la Trucial Coast (Evamy, 1973; cf. ici ph. G, pl. 35 et § IV, B). Deux types de structures et de morphologies sont observés : encroûtement à microstalactites arrondies, lisses, essentiellement cristallines (ph. B, pl. 35) et encroûtement rugueux, d'aspect terreux, à microstalactites sédimentaires (ph. C, pl. 35).

A. ENCROÛTEMENT IRRÉGULIER MAIS LISSE A MICROSTALACTITES CRISTALLINES

Composé de lamines superposées d'aragonite fibreuse, de couleur beige plus ou moins roux, ce type d'encroûtement est commun sous les grès de plage dans la partie la plus basse de la zone supratidale. La morphologie de la surface est caractérisée par des figures dues à un ruissellement qui tendent à se lober et des microstalactites de 2 à 5 mm de haut qui s'individualisent; elle fait ressembler le dépôt au calcin qui se dépose dans des fissures ou le long de plans de stratifications des calcaires affleurant dans les environnements non marins. Des

PLANCHE 32

Galet encroûté de forme irrégulière

A : Grain encroûté de la taille d'un galet, de forme irrégulière, provenant de la partie supérieure de la zone supratidale dans la lagune étudiée près de Jebel Dhanna. Vue de dessus montrant la morphologie externe. x 1.

B . Coupe de ce même galet encroûté montrant un fragment de grès de plage (équivalent à un nucleus) entouré d'un cortex laminé dont les lamines présentent un certain nombre de perturbations. Sur cette section polie, on voit que les premières couches, épousant étroitement la surface irrégulière du galet bioclastique (flèche 1) sont, de ce fait, plissotées. Ces petites dépressions primaires peuvent également être approfondies (et d'autres nouvellement créées en surface) par de la dissolution et (ou) des perforations comme en témoigne le recoupement local des lamines (flèches 2 et 3). Dissolution et (ou) perforations expliqueraient en partie la morphologie de surface. Une génération suivante de dépôt (également plus ou moins laminé) comblant les dépressions, grandes ou petites (flèche 3), donne à l'ensemble du cortex une stratification nettement plus irrégulière que pour les grains cortiqués plus petits ou localisés dans la partie la plus basse de la zone supratidale. D'autre part, des grains détritiques souvent nombreux peuvent être piégés (flèches 4 et 5), élément supplémentaire de perturbation de la structure laminée. *(clichés Purser).*

Source : MNHN, Paris

PLANCHE 33

Nanostructure des croûtes aragonitiques dans la zone supratidale de la lagune proche de Jebel Dhanna

A : Coupe d'un encroûtement aragonitique sur un cérithe. Cassure fraîche. x 800.

B : Détail du bord externe de cette coupe montrant des cristaux subhédraux, aplatis, qui semblent formés par la coalescence de nanograins isométriques plus petits. x 3600.

C : Détail d'une zone plus interne de cette même coupe montrant des cristaux euhédraux orientés radiairement. x 1800.

D : Surface latérale d'un encroûtement très irrégulier sur un galet de grès de plage provenant de la partie supérieure de la zone supratidale de cette même lagune et montrant de nombreuses perforations de 100 μm de diamètre et de 1/2 à 1 mm de long. x 45.

E : Détail d'une perforation occupée par un filament d'algue ou de champignon. x 180.

F : Perforation plus petite de quelques microns de large partiellement remplie de microcristaux euhédraux très certainement précipités dans ce micro-environnement. x 3600.

(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

PLANCHE 34

Croûtes aragonitiques supratidales sur grès de plage (suite)

A : Surface irrégulière de la croûte recouvrant le grès de plage à Jebel Dhanna et montrant un microrelief de rides et de dépressions. (B sur la photo localise les figures suivantes B et C; D localise les figures D, E, F, G). x 16.

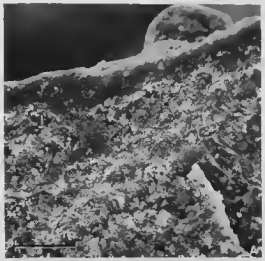
B, C : Détail du microrelief : les dépressions déjà existantes sont encore approfondies par des perforations. x 90, x 500.

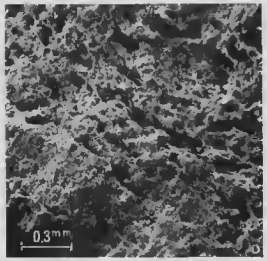
D, E : Coupe et surface d'une microdépression tapissée de boue non lithifiée ressemblant à celle déposée dans la lagune. x 40, x 80.

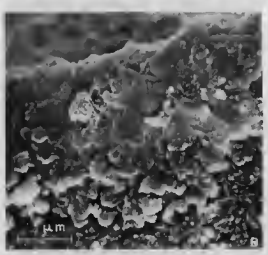
F, G : Détail de cette boue se déposant dans les microdépressions constituée de rares débris et surtout de bâtonnets émoussés d'aragonite de 1 μm de long environ. x 4200, x 8500.

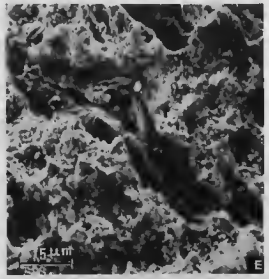
(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

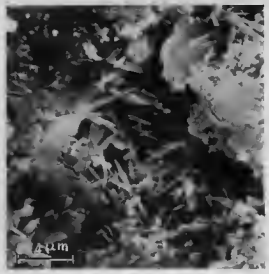
Source : MNHN, Paris





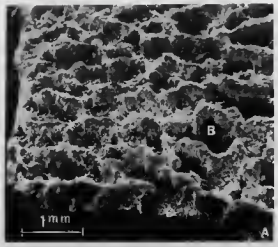


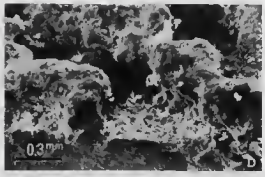


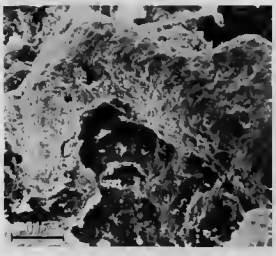


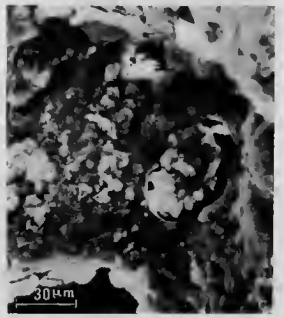
BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

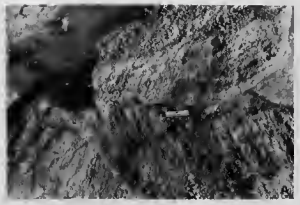


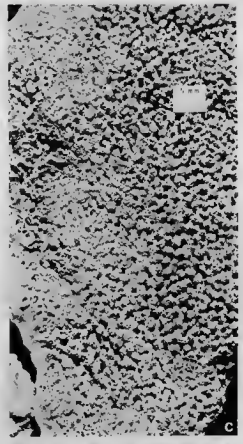


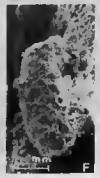


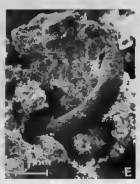


Source : MNHN, Paris



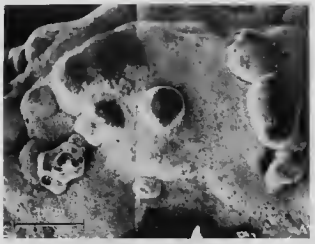


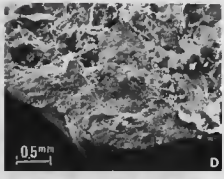


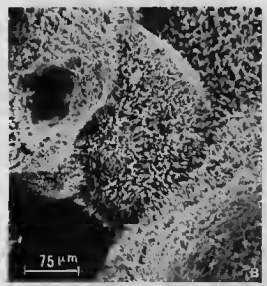


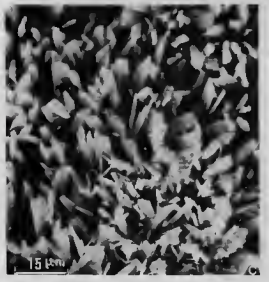
BIBLIOTHEQUE DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris









Source : MNHN, Paris

PLANCHE 35

Encroûtements sous grès de plage, côte d'Abu Dhabi

A : «Dalle» de grès de plage retournée laissant voir un encroûtement ainsi que des stries attestant un frottement ou glissement de la dalle.

B, C : Deux types de morphologie des encroûtements situés au toit de petites cavités sous les grès de plage. *(B, C : clichés Purser).*

B : Encroûtement à microstalactites arrondies et lisses avec des éléments bioclastiques incorporés (dont les Foraminifères : cf flèches). Échantillon provenant d'une plage bordant la Sabkha Matti à la limite de la zone intertidale et de la zone supratidale. Macrophoto. x 1.

C : Encroûtement à microstalactites irrégulières, d'aspect «terreux», principalement constituées de coprolithes (pelotes fécales) cimentés. Échantillon provenant d'une lagune proche de Jebel Dhanna à la limite de la zone intertidale et de la zone supratidale. Macrophoto. x 1.

D : Ensemble d'une «microstalactite sédimentaire» de la photo C montrant de nombreux coprolithes allongés et cimentés. M.E.B., x 15.

E, F : Détails de «microstalactites sédimentaires» de la photo C.

E : Coprolithe à structure hélicoïdale ressemblant aux coprolithes de vers provenant des Touamatous observés précédemment (cf planche 8). M.E.B., x 45.

F : Assemblage de coprolithes et de pellets probablement non fécaux. M.E.B., x 80.

G : Soulèvement bord à bord des dalles de grès de plage au niveau d'une craquelure ou d'un joint non cimenté, donnant une structure caractéristique dite «teepee» à cause de sa ressemblance avec les tentes indiennes (Adams et Frenzel, 1950; Evamy, 1973). A la face inférieure des dalles un encroûtement microstalactitique est observable.

PLANCHE 36

Nanostructure d'encroûtements sous grès de plage

A : Surface inférieure de grès de plage provenant de la lagune près de Jebel Dhanna, montrant l'aspect mamelonné de la croûte aragonitique à microstalactites ainsi que des pellets, des grains détritiques et des oolithes radiaires collés. x 18.

B : Détail de cette surface montrant les cristaux d'orientation statistiquement normale au support et la nanostructure coalescente à la partie inférieure des microstalactites. x 180.

C : Détail de la structure fibreuse montrant les cristaux euhédraux à extrémité soit effilée, soit tronquée, de plusieurs μm de longueur sur 1 à 3μm d'épaisseur, ressemblant très étroitement au ciment intergranulaire dans le grès de plage qui sert de support à cet encroûtement. x 900.

D : Autre coupe de la croûte aragonitique sous le grès de plage de la même lagune. Cassure fraîche. Localisation des photos suivantes. x 18.

E, F, G : Détails de plus en plus grossis de cette croûte vue en coupe, montrant la structure clairement normale au support et dite «radiale» ou «radiaire». M.E.B., x 180, 450, 900.

(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

Source : MNHN, Paris

grains détritiques isolés, principalement des coprolithes et des Foraminifères (cf. ph. B, pl. 35) mais aussi des grains cortiqués et des oolithes radiaires (cf. ph. A, pl. 36) se rencontrent très fréquemment à la surface de la croûte ou piégés dans les couches d'aragonite fibreuse.

Sa nanostructure est simple; elle est constituée de cristaux euhédraux ou subhédraux, de 2 à 5 μm d'épaisseur et de 15 à 50μm de long, d'orientation statistiquement normale au support (et aux lamines). Une telle structure ressemble à celle du ciment intergranulaire du grès de plage qui sert de substrat.

B. ENCROÛTEMENT IRRÉGULIER ET RUGUEUX, A MICROSTALACTITES SÉDIMENTAIRES

Affectant le dessous des couches de grès de plage dans la partie la plus haute de la zone supratidale, ce type d'encroûtement diffère du précédent par sa couleur grise, brunâtre ou roussâtre, son aspect terreux et sa morphologie de surface très variable. Des lobes stalactitiques atteignant 5 mm semblent composés uniquement de particules détritiques de la taille des arénites parmi lesquelles des coprolithes sont les plus fréquents (ph. D, E, F, pl. 35); ces curieuses accumulations sédimentaires sont complètement lithifiées par un ciment soit cryptocristallin (dans ce cas à structure nanogenue dominante et à rares baguettes anhédrales), soit «fibreux» (à cristaux euhédraux de plusieurs microns). Dans d'autres cas, le dépôt à figure de ruissellement est constitué de boue aragonitique consolidée et la morphologie complexe de surface consiste en un réseau entrecroisé de minuscules crêtes découpées, étroites, renforcé localement par des petites masses branchues : le tout prend un aspect de travertin et peut atteindre une épaisseur de 5 mm.

Comme sur leur endroit, les dalles de grès de plage peuvent donc être encroûtées à leur face inférieure : cela laisse supposer que des éléments plus petits, même sans être sujets à un mouvement ou à un transport, peuvent finir par être entourés d'un cortex continu. Telles que les croûtes irrégulières de Khor Odaïd, celles de Jebel Dhanna ont des morphologies de surface indiquant l'influence du ruissellement de l'eau (à l'occasion d'une très forte marée ou d'une tempête); ici, l'eau ne semble pas seulement ruisseler à la surface supérieure du grès de plage, mais doit percoler également par des fissures à travers les couches. Il est intéressant de noter que des encroûtements dont la localisation dans les bancs indurés et les morphologies de détail rappellent celles des calcins bien connus sur les calcaires affleurant en milieu continental, existent aussi en milieu marin. Enfin, il faut souligner que les encroûtements sous les grès de plage présentent des structures qui sont partiellement le résultat d'une sédimentation surprenante à l'encontre de la pesanteur; bien que sans preuve d'observation directe, il semble que ce soit dû aux fluctuations du niveau d'eau. Par exemple, lors de l'inondation de la zone supratidale, les cavités sont noyées, les éléments sédimentés sur leur fond peuvent flotter, se trouvent plaqués à leur plafond (face inférieure des dalles de grès de plage); lorsque le niveau de l'eau redescend, certains y restent collés à la faveur de tensions de surfaces encore humides, puis par cimentation.

IV. - LOCALISATIONS DIVERSES DE CES TYPES D'ENCROÛTEMENTS ARAGONITIQUES MARINS

A. AUTRES SITES DU GOLFE PERSIQUE

Les encroûtements aragonitiques ont été surtout étudiés sur les bords supratidaux des lagunes de Khor Odaïd et de Jebel Dhanna, où ils sont le mieux développés. Cependant, des croûtes semblables ont été observées en de nombreux endroits de la Trucial Coast et sur les îles adjacentes indiquant que le phénomène, bien que restreint, n'est pas accidentel.

a) Umm Saïd, Sud-Est de Qatar (cf. fig. 13).

Des grains cortiqués de la taille des oolithes et des pisolithes ont été trouvés par Shinn à la limite des zones intertidale et supratidale de cette côte protégée; leur description comme «oolithe radiaire» a été rappelée dans

Source : MNHN, Paris

le chapitre précédent. Leur cortex parfaitement laminé (où la structure à cristaux euhédraux ou subhédraux, allongés d'orientation radiaire, est très fréquente) et le cortex des grains cortiqués les plus petits de Jebel Dhanna sont tout à fait semblables.

b) Ile de Yas, Ouest d'Abu Dhabi (cf. fig. 13).

Cette île - dôme de sel spectaculaire - est bordée par un récif frangeant sur le côté au vent et par une série de flèches agrégées par le vent depuis ses bords et parallèlement aux rivages situés sous le vent (cf. Purser, 1973). Ces cordons étroits de sables bioclastiques enferment deux lagunes d'une manière comparable à ce qui est observé près de Jebel Dhanna. La lagune protégée par la flèche sur le côté Sud-Ouest comporte tous les types d'encroûtements aragonitiques trouvés dans l'environnement identique de Jebel Dhanna. Les grès de plage du cordon littoral situé le long de la lagune, côté sous le vent, sont encroûtés par les dépôts aragonitiques soit lisses soit très irréguliers et d'aspect «algaire» En même temps, dans des dépressions locales sur des couches inclinées de grès de plage se trouvent les diverses variétés de grains cortiqués. On peut s'attendre à ce que beaucoup de lagunes de ce genre (qui constituent d'ailleurs un caractère saillant des rivages dans le sud du Golfe Persique - Purser, 1973 -) possèdent ces mêmes encroûtements.

c) Côte de la Sabkha Matti, Ouest d'Abu Dhabi (cf. fig. 13).

Les larges platiers intertidaux qui caractérisent la partie centrale de la baie ouverte au bord de la Sabkha Matti sont lithifiés sur de grandes surfaces. Les grès de plage, exposés à la mer ouverte, fréquemment balayés par les vagues, sont recouverts en plusieurs endroits de pélagosite beige. Les bancs de *beach-rock* sont localement bombés, peuvent même se casser et se dresser pour former des structures en «teepee» décrites par Evamy (1973). Les déformations créent généralement de nombreuses cavités entre la couche rigide du grès de plage et le sédiment meuble sous-jacent. La plupart de ces cavités, dans la partie la plus basse de la zone supratidale, ont leur «plafond» revêtu d'un encroûtement irrégulier mais lisse à microstalactites cristallines (ph. G, pl. 35). En un endroit au moins, le grès de plage fortement cimenté était recouvert par de la pélagosite sur sa face supérieure et par ce dépôt à microstalactites cristallines en dessous.

d) Ile de Gharab, Est d'Abu Dhabi (cf. fig. 2 B et 13).

A la pointe Nord-Ouest de l'Ile, affleurent des formations anthéholocènes délimitant quelques petites baies étroites où s'accumulent des sables oolithiques. Certaines parties de ces criques, tout en étant exposées largement au ressac, sont protégées à la fois du vent dominant et de l'ensablement; les couches de carbonate ancien fortement lithifié pendent doucement vers la mer ouverte et, à la limite de la marée haute, sont couvertes d'un dépôt brillant de pélagosite; plus haut sur les rochers atteints surtout par les embruns, l'encroûtement est plus terne. La zonation est absolument comparable à ce qui est observé sur la côte relativement exposée de Khor Odaïd. C'est ici qu'ont été faites les observations complémentaires sur les conditions de milieu décrites au § 1, C, précédent.

B. FAIT COMMUN DANS LES ENVIRONNEMENTS LITTORAUX TROPICAUX ET SUBTROPICAUX

Déjà évoquée, une incrustation luisante revêt des roches volcaniques sur les Rochers de Saint-Paul et de l'Ile de l'Ascension (Darwin, 1844, trad. Renard, 1902, p. 40, 41; 62-66); il en est de même à La Réunion (Vélain, *in* Fairbridge, 1957); elle est présente en abondance sur les littoraux calcaires de l'Australie et sur de nombreuses îles de corail (Fairbridge 1957). Elle est signalée sur la côte Est de l'île d'Andros, parmi d'autres encroûtements atteignant une épaisseur étonnante : de quelques centimètres à près de 30 cm ! (Newel et Rigby, 1957). Si la pélagosite en revêtement «à plat» est suffisamment caractéristique pour ne pas être confondue avec d'autres dépôts, le terme de croûte ou d'encroûtement employé par certains auteurs peut prêter à confusion, désignant

Source : MNHN, Paris

notamment des indurations de faibles épaisseurs d'un sédiment meuble : croûte dolomitique (Fairbridge, 1957), couche superficielle de grès de plage, tapis algaires indurés (Davies, 1970). Une vraie croûte secondaire de carbonate cryptocristallin développée sur un sédiment déjà induré de la zone supratidale est signalée par Davies (1970, p. 198 et 202) dans Shark Bay; elle est localisée en particulier sous les dalles disloquées de grès de plage, striées à leur face inférieure et éventuellement levées en forme de «teepee» comme dans le Golfe Persique. En général, cependant, les croûtes aragonitiques irrégulières marines, à la manière de travertins observés ici, semblent moins répandues. Quant aux dépôts très irréguliers à morphologie «algaire», ils paraissent originaux et signalés pour la première fois par Purser et Loreau (1973).

C. PRÉSENCE DE PÉLAGOSITE SUR LES CÔTES MÉDITERRANÉENNES

Notée d'abord en Adriatique (Ile Pelagosa), elle fut mentionnée plus tard en Corse et près d'Oran par Des Cloizeaux (*in* Fairbridge, 1957), sur les côtes calcaires d'Italie et notamment de l'Ile de Capri (Bellini, 1909) ainsi que celles de Yougoslavie (Gonner, 1917). Sur les côtes françaises (fig. 17), elle encroûte également des rochers dolomitiques du Cap d'Antibes et des schistes cambriens métamorphisés du Cap d'Abeilles près de Banyuls (communication orale J. Feldmann).

Elle se présente le plus fréquemment comme une croûte noire polie, brillante, de plusieurs millimètres d'épaisseur et par endroits comme un enduit également poli mais plus mince et gris ou beige (ph. A, pl. 37). Sous l'action de chocs légers on peut détacher de fines couches à la manière des écailles d'un oignon, la nouvelle surface étant toujours aussi brillante.

En lame mince, cette pélagosite est constituée par des lamines de 20 à 30μm (ph. C, pl. 37). L'ensemble de la croûte se comporte à plus ou moins grande distance (de 1 à quelques mm) comme un pseudomonocristal. Les teintes de biréfringence sont celles de la fin du 3ème ordre (voire celles du 4ème ordre car on ne parvient

PLANCHE 37

Microstructure et nanostructure de dépôts de pélagosite sur les côtes françaises de Méditerranée

A Ensemble du dépôt sur un bloc de rocher dolomitique du Cap d'Antibes montrant une croûte noire, brillante, (a) et par endroits une sorte d'enduit gris beige (b) comparable à ce qui a été observé dans le Golfe Persique. x 0,4 environ.

B : Coupe et surface de cette pélagosite; l'aspect irrégulier, mamelonné et émoussé de la surface évoque une morphologie de microstalactites et la structure stratifiée présente des lamines plus ou moins épaisses et plus ou moins ondulées. M.E.B., x 16.

C : Coupe dans un encroûtement de pélagosite identique provenant du Cap d'Abeilles près de Banyuls sur des rochers de schistes cambriens métamorphisés. Il faut noter dans la partie en creux (à gauche) la continuité des fines lamines depuis la partie plus épaisse. Cela montre que ces creux ne sont pas dus à une dissolution récente. Au contraire, les zones plus épaisses comportent - surtout à la base, au contact du support - des lamines souvent plus nombreuses. Ondulées, concentriques parfois à partir d'un point de croissance initial (cf. flèche), elles constituent ainsi, dès le début du dépôt, des petites bosses qui peuvent s'accentuer par la suite au cours de la croissance de la pélagosite. Lame mince, lumière polarisée. x 45.

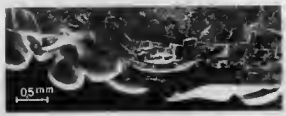
D : Cassure fraîche dans le même dépôt de pélagosite montrant les lamines ondulées plus ou moins épaisses et de structure «radiaire». Entre deux couches, la discontinuité est souvent très nette, favorisant le débit en écailles et la mise en évidence de surfaces anciennes du dépôt (a), ondulées, lisses comme la surface externe. M.E.B., x 70.

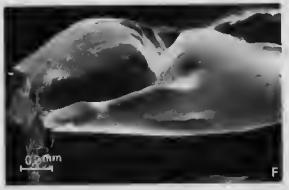
E : Détail de la photo précédente montrant la morphologie mal définie des particules élémentaires composant les lamines. Il s'agit de sortes de lamelles anhédrales, de 0,1-0,2μm d'épaisseur (et de dimensions en surface difficiles à préciser); elles sont apparemment nanogrenues, tendant à la coalescence, mais les limites plus ou moins nettes entre elles sont orientées normalement à la surface des lamines. M.E.B., x 15000.

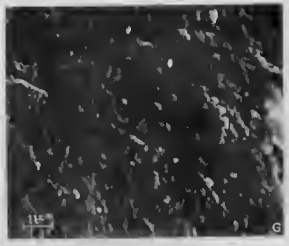
F : Surface ondulée, voire irrégulière, mais polie, de pélagosite provenant de Banyuls. M.E.B., x 40.

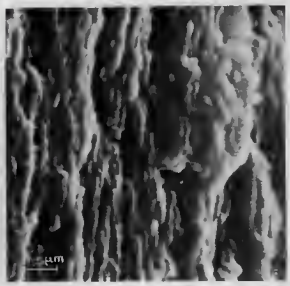
G : Détail de la photo précédente montrant la nanostructure coalescente correspondant à une surface polie, brillante de pélagosite. M.E.B., x 7500.

Source : MNHN, Paris









BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

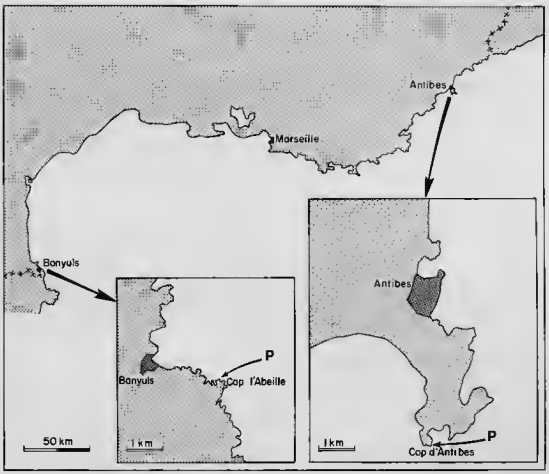


Fig. 17 : Carte de localisation des encroûtements de pélagosite (P) observés sur les côtes françaises de Méditerranée.

pas toujours à l'extinction avec un quartz compensateur). Considérant la direction des lamines comme le sens de l'allongement, le signe d'allongement est positif; c'est-à-dire que les cristallites d'aragonite sont orientés radiairement. C'est une différence nette avec la pélagosite brillante du Golfe Persique où, en majorité (70 à 80 % des cas), le signe d'allongement était négatif (comme celui des oolithes classiques). Bien que polie et correspondant à une nanostructure coalescente (ph. G, pl. 37), la surface est ici plus irrégulière, ondulée, avec un microrelief important et d'aspect émoussé (ph. B, pl. 37). Des lames minces montrent que ce microrelief proviendrait d'irrégularités qui apparaissent dès le début du dépôt et s'exagèrent par la suite (ph. C, pl. 37), pouvant créer des microstalactites; l'absence de vacuoles intersectant des lamines exclut l'éventualité d'une dissolution ou d'une destruction secondaire récente.

Des observations au microscope électronique à balayage confirment des discontinuités favorisant le débit en lames ou écailles de 50 à 200μm et la structure «radiaire» (ph. D, pl. 37). La morphologie des particules élémentaires se révèle peu précise : sortes de lamelles de 0,1-0,2μm d'épaisseur, vaguement nanogrenues et tendant à la coalescence; des discontinuités plus ou moins nettes entre ces lamelles mal définies ou à la limite des zones coalescentes apparaissent cependant perpendiculaires à la lamination (ph. E, pl. 37).

Sauf par leur aspect de surface, brillant et poli, comparable à celui de la pélagosite typique observée dans le Golfe Persique, les dépôts aragonitiques de Banyuls et d'Antibes ressemblent aux encroûtements irréguliers mais lisses de la falaise de Khor Odaïd et à la face inférieure de certains grès de plage par les propriétés optiques des

Source : MNHN, Paris

lamines, leur microstructure «radiaire» et leur nanostructure à pseudolamelles plus ou moins coalescentes et perpendiculaires à la lamination.

V. - COMPARAISON DE CES ENCROÛTEMENTS AVEC LES CORTEX OOLITHIQUES, LES STROMATOLITHES (SENS LARGE), LES TRAVERTINS NON MARINS ET LES CALICHES

A. RESSEMBLANCES ET DIFFÉRENCES DE STRUCTURE ET D'ASPECT DE SURFACE ENTRE LA PÉLAGOSITE ET LE CORTEX D'OOLITHES «TANGENTIELLES»

a) A l'échelle du terrain et de la lame mince.

Il est d'un grand intérêt de noter que l'aragonite peut non seulement encroûter des grains de la taille des sables pour produire des oolithes «tangentielles», mais également des blocs et des rochers sur de grandes étendues «à plat». La pellicule laminée de pélagosite qui en résulte présente une remarquable ressemblance par la morphologie de surface (lisse, polie, brillante) et la structure en lame mince avec le cortex des oolithes «tangentielles». Tout au plus, doit-on remarquer que dans la pélagosite l'orientation tangentielle des cristallites déduite du signe de l'allongement (négatif) ne le serait que dans 70 à 80 % des cas, alors qu'elle est constante dans le cortex des oolithes dites «classiques» ou «tangentielles» (signe d'allongement des lamines toujours négatif).

b) Différences apparaissant en général à l'échelle de la nanostructure.

Au microscope électronique à balayage, l'orientation tangentielle des particules est la plus fréquente - ce que laissait présager l'étude optique au microscope polarisant -. Mais l'étude des nanostructures met en évidence davantage de différences entre pélagosite et cortex des oolithes «tangentielles» qu'au cours des observations aux échelles plus grandes :

- morphologies des particules élémentaires beaucoup plus variées,
- assemblages essentiellement compacts,
- abondance des lamelles (probablement polycristallines et semblant issues de nanograins coalescents),
- abondance des nanograins et de la structure tendant à être coalescente (bien qu'une orientation optique statistique existe d'après les observations à l'échelle du microscope polarisant),
- variation relativement fréquente de l'orientation des lamelles ou pseudo-lamelles d'une lamine à une autre dans l'épaisseur de la croûte,
- orientation tangentielle semblant exclusivement associée à des nanostructures moins tassées.

Cet ensemble de faits montre donc que la structure du cortex des oolithes «classiques» conserve une originalité propre et ne présenterait pas une continuité parfaite avec celle de la pélagosite.

c) Cas particulier d'une ressemblance se poursuivant jusqu'à l'échelle de la nanostructure.

La nanostructure des baguettes anhédrales d'orientation statistiquement tangentielle, bien connue dans les cortex oolithiques «classiques» (cf. ph. D, F, pl. 11 ; D, E, F, pl. 17) se retrouve dans la pélagosite (avec cependant un tassement plus grand et une direction commune à tous les cristallites : cf. ph. C, D, pl. 27). Et si l'on compare la nanostructure observée dans le cortex de la plupart des oolithes de Khor Odaïd (cf. chap. II et notamment ph. D, G, pl. 13) et celle très courante de la pélagosite dans cette même lagune (ph. B, C, pl. 28), la ressemblance reste entière (homologie ou convergence?). Dans ce cas, la continuité de structure entre les cortex d'oolithes «classiques» et les revêtements de pélagosite peut exister.

Source : MNHN, Paris

B. COMPARAISON ENTRE CERTAINS ENCROÛTEMENTS ET LES STROMATOLITHES (Y COMPRIS LES ONCOLITHES)

a) Ressemblance avec les stromatolithes.

Les encroûtements à lamines cryptocristallines dominantes, à microflore relativement abondante et à surface très irrégulière ont beaucoup en commun avec des stromatolithes lithifiés :

1. leur morphologie externe, avec de nombreuses surfaces inclinées à des angles dépassant 40°,
2. des lamines internes irrégulières qui reflètent la morphologie externe,
3. du sédiment détritique piégé dans ces lamines,
4. des environnements de formation proches (intertidaux et supratidaux), voire confondus,
5. une variation des morphologies au fur et à mesure que l'on traverse la zone de dépôt.

b) Dépôt directement induré et colonisé secondairement par une microflore ou construction algaire lithifiée ?

Sans émettre prématurément des hypothèses sur les mécanismes de genèse de ces croûtes, il importe cependant de relever les détails objectifs qui doivent permettre de répondre à cette question : la microflore observée constitue-t-elle le point de départ de la construction de l'encroûtement ou bien le dépôt est-il d'abord le résultat d'une précipitation suivie de l'installation secondaire de microflore sur ce substrat ? Or, il a été clairement mis en évidence les faits suivants :

1. Ces croûtes particulières sont les mieux développées dans les parties inférieures de la zone supratidale; les tapis algaires, trait caractéristique de la Trucial Coast, atteignent un maximum de développement vers le haut de la zone intertidale; ceux de la lagune de Jebel Dhanna sont situés au moins 30 cm plus bas que les croûtes lithifiées.

2. L'aragonite encroûte invariablement un substrat dur (soit un grain individualisé ou une couche de grès de plage) alors que les algues qui constituent des tapis participant à la formation des laminites algo-sédimentaires - ou stromatolithes (sens large) - ne requièrent pas de substrat dur.

3. Les grains cortiqués sont invariablement lithifiés; il n'existe pas à Jebel Dhanna de structures équivalentes algaires, molles.

4. L'étude au microscope électronique à balayage montre que les filaments (algues? champignons?) sont perforants, non calcifiés, et ne constituent pas un feutrage comparable à ceux associés aux oncolithes algaires.

5. On peut suivre des lamines bien individualisées tout autour du nucleus, particulièrement dans les grains de la partie la plus basse de la zone supratidale; les algues tendent à se développer préférentiellement sur les faces supérieures, produisant des lamines (secondairement cristallines) discontinues (Logan et al., 1964).

6. Les nanostructures compactes, voire coalescentes, ainsi que les structures radiaires à cristaux de plusieurs microns de long, présentent, quand elles sont visibles, des orientations par rapport au substrat et sont toujours indépendantes des algues ou champignons observés.

Bien qu'aucun de ces arguments ne soit à lui seul une preuve, l'ensemble de ces observations laisse penser que ces croûtes ne sont pas des laminites algo-sédimentaires (stromatolithes s. l.) lithifiées.

c) Proposition d'un terme pour nommer de tels encroûtements : coniatolithes.

Alors que la dénomination de stromatolithes pour des laminites algo-sédimentaires est déjà discutée (cf. Monty, 1973), il semble inacceptable que des croûtes laminées irrégulières qui viennent d'être décrites et qui ne sont pas des tapis algaires lithifiés soient nommées stromatolithes. S'il est utile d'employer un mot pour décrire ce type d'encroûtement «comme des stromatolithes» ou «pseudostromatolithes», le terme de **coniatolithes** est proposé (Purser et Loreau 1973) du grec *Koniatos* = enduit de chaux, encroûté de chaux; dérivé de *coniao* = j'encroûte).

Source : MNHN, Paris

d) Différences entre coniatolithes et stromatolithes.

En plus des caractères particuliers relatifs à la microflore et qui ont permis une distinction entre coniatolithes et stromatolithes, d'autres différences peuvent être soulignées :

1. Comme les coniatolithes se développent sur un substrat dur, le contact peut être discordant (à la manière d'une surface durcie); les grains directement sous la croûte peuvent être tronqués ou perforés. Les stromatolithes encroûtent un substrat mou (bien que certains oncolithes se forment à partir de nucleus qui peuvent être des débris bioclastiques évidemment solides).

2. Les coniatolithes ont fréquemment une morphologie à toute échelle qui suggère un effet de ruissellement et de gouttes d'eau qui tombent, donnant des petites crêtes asymétriques dirigées vers le bas ou suspendues à partir de surfaces verticales ou inférieures. Dans la lagune près de Jebel Dhanna, les séries sub-parallèles de micro-rides qui se développent sur le dessus et sur les bords des croûtes où l'eau peut couler et tomber, rappellent la morphologie des travertins encroûtant les petites falaises de Khor Odaïd et celle des travertins de sources ou de grottes.

3. Les coniatolithes peuvent se fracturer mais ne montrent pas les figures caractéristiques de dessication de beaucoup de stromatolithes.

4. De même, comme ils sont toujours lithifiés, ils ne présentent pas les structures bulleuses (= *«birds eyes»*) typiques de nombreux stromatolithes.

5. Bien que les coniatolithes piègent du sédiment allochtone comme des laminites algo-sédimentaires, le piégeage ne se présente pas de la même façon : les grains sont généralement isolés ou se trouvent dans de petites poches correspondant à d'anciennes dépressions de la surface. Dans les stromatolithes, le matériel détritique peut être dominant et constitue généralement des laminations complètes ou au moins très étendues.

C. COMPARAISON ENTRE CERTAINS ENCROÛTEMENTS ET DES TRAVERTINS NON MARINS

Tout au long des descriptions, on a noté une ressemblance fréquente des encroûtements avec des travertins de sources ou de grottes, en particulier les morphologies irrégulières en rapport avec le ruissellement de l'eau ou des gouttes d'eau qui tombent. L'association revêtements étendus et grains cortiqués individualisés n'est pas sans rappeler l'association tufs et perles des cavernes. Les grains cortiqués ont aussi en commun avec les perles des cavernes une forme souvent irrégulière qui reflète celle du nucleus. Les différences ne sont pas évidentes; tout au plus, doit-on noter la nature aragonitique des dépôts marins ici étudiés par rapport à la présence généralement dominante de la calcite en grands cristaux des dépôts continentaux (Donahue, 1969; Hahne et al., 1968). Ce sont surtout les caractères du substrat (débris bioclastique marin, grès de plage) et de l'environnement, ainsi que le développement abondant des perforations organiques et du micro-relief de surface, qui peuvent permettre de les différencier.

D. COMPARAISON ENTRE LES DIVERS GRAINS CORTIQUÉS ET LES OOLITHES

a) Variation progressive des caractères des grains cortiqués observés sur la Trucial Coast.

Le tableau ci-dessous essaie de regrouper et d'ordonner les divers encroûtements observés à Jebel Dhanna et Khor Odaïd en fonction de la taille de leur support, de la structure du dépôt plus ou moins laminé, de la microstructure et de la nanostructure des lamines - c'est-à-dire en retenant des critères seulement descriptifs - (tableau 7).

Tous les éléments cortiqués qui ont été mis en évidence s'inscrivent dans une suite continue allant des oolithes aux revêtements à plat, et des oolithes aux oncolithes, avec toutes les nuances dues aux variations de la taille, d'aspect de surface, de composition du cortex, de structure des laminations. Parmi eux, quels sont ceux qui peuvent caractériser des étapes de l'évolution? Quels sont ceux qui peuvent être regardés comme des oolithes?

Source : MNHN, Paris

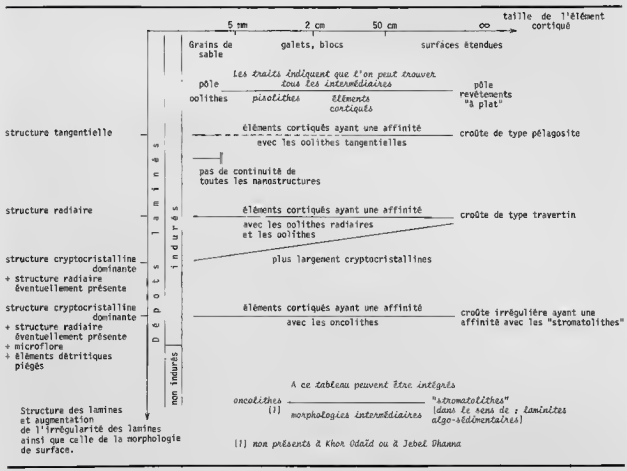


Tableau 7 : Variation progressive des caractères des grains à cortex et des croûtes

b) Oolithes, pseudoolithes (ou fausses oolithes), grains cortiqués, oncolithes : utilité et limite de la nomenclature.

1. Brefs rappels de nomenclature et proposition pour nommer les grains cortiqués découverts dans le Golfe Persique : Onconiatolithes.

La composition du cortex n'intervenant pas dans la définition de certains auteurs, des éléments cortiqués dont le cortex est composé par exemple de Foraminifères encroûtants (Gaub, 1908; Dangeard, 1930) ont été nommés oolithes ou pisolithes; ils ne sont en aucun cas les équivalents des oolithes actuelles du Golfe Persique ou des Bahamas dont la structure à toute échelle est clairement montrée dans le chapitre précédent; il s'agit d'une structure convergente où le point commun est celui de l'existence d'un support de taille réduite et d'une enveloppe qui l'entoure; par la composition primordiale et presque exclusive en organismes de cette enveloppe, ils sont autant distants de la structure oolithique définie précédemment que le sont les oncolithes au cortex comportant de manière caractéristique un feutrage primaire de filaments d'algues. Cela crée une confusion fâcheuse au stade de la stricte description qui rejaillit au moment de la discussion sur le problème de la genèse. A la suite de Rat (1953, 1966) de tels grains dont le cortex est un véritable encroûtement de Foraminifères doivent être appelés pseudoolithes à Nubéculaires (ou à *Ophtalmidium*, etc... selon la nature des organismes

Source : MNHN, Paris

encroûtants). A la suite de Pia (1926), les grains cortiqués où les cyanophycées très nombreuses constituent un feutrage, où des éléments détritiques piégés sont présents, doivent être appelés oncolithes. Et il faut réserver le terme d'oolithe à un seul type de grain tel qu'il a été universellement reconnu et dont les caractères ont été rappelés à la fin du chapitre précédent. L'usage a consacré également le terme de pisolithes pour désigner de grosses oolithes (dépassant 2 mm mais sans précision de taille supérieure).

Que sont alors les divers grains cortiqués trouvés en divers endroits de la Trucial Coast et à Jebel Dhanna en particulier ?

Ceux de la taille des sables, de forme plus ou moins arrondie, de cortex bien laminé, ayant fréquemment la structure radiaire, sont bien des oolithes (ou pisolithes). Ils sont spécialement caractérisés par des laminations conservant une épaisseur constante sur tous les côtés du nucleus dont la forme se reflète ainsi dans la morphologie externe du grain; ils sont ainsi différents des oolithes «tangentielles» (des environnements où l'eau est fortement agitée dans l'ensemble) dont le cortex peut varier en épaisseur autour du nucleus et tend à produire une morphologie subsphérique ou ovoïde même si le nucleus est anguleux de forme.

Des graviers et des galets ont des cortex constitués par des laminations de structure surtout cryptocristalline nanogrenue; bien que ces laminations soient plus irrégulières et plus épaisses que dans le cas précédent, beaucoup d'entre elles peuvent faire complètement le tour du nucleus. Ces grains peuvent être considérés comme des pisolithes, surtout si leur forme est régulière et leur surface lisse.

Quand les nucleus disponibles ont une forme très irrégulière - Mollusques, débris anguleux de roche ou de grès de plage - le revêtement cortical préserve leur morphologie irrégulière; et dans la partie supérieure de la zone supratidale, le développement d'un système complexe de micro-rides, de bosses et de creux, accentue encore cette irrégularité. Par leur aspect, leur structure interne et leur taille, on a vu que ces grains cortiqués présentent une affinité avec les oncolithes (§ II, B, b) mais qu'ils en sont cependant différents (§ V, B, b). Il paraît utile de les nommer de manière distincte et il est proposé le terme **onconiatolithe**, contraction de onco·coniatolithe (**onco** : même racine que dans oncolithes et **coniatolithe**: déjà proposé précédemment, § V, B, c). D'un point de vue étymologique, il semble préférable au mot coniatoïde (Purser et Loreau, 1973). Les onconiatolithes sont aux coniatolithes ce que les oncolithes sont aux stromatolithes. Le terme **oncoïde** (= de forme recourbée, arrondie) souvent utilisé, peut être employé sur le terrain avant toute étude permettant de déterminer si le grain cortiqué est un oncolithe ou un onconiatolithe, ou un pisolithe; il peut être ultérieurement maintenu, faute de détermination plus précise.

2. Clé de détermination des différents grains cortiqués calcaires.

Le tableau ci-après (8b) permet de résumer les caractères dont la disposition en suite dichotomique conduit

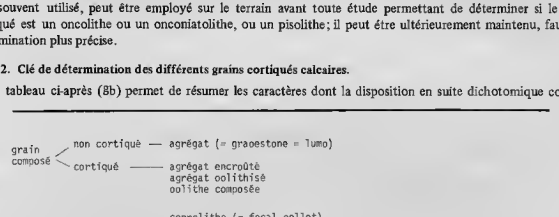


Tableau 8a : Clé simplifiée des principaux constituants non organiques des calcaires.

Source : MNHN, Paris

à une détermination pratique des différents grains cortiqués dans des calcaires actuels et anciens. Il est précédé d'une clé permettant de regrouper les principaux éléments non organiques des calcaires (tableau 8 a).

Concernant les grains cortiqués, les caractères purement descriptifs retenus sont les suivants :

- La taille : c'est un critère simple, mesurable, donc facilement comparable; et s'il n'est pas primordial de distinguer entre grosse oolithe et petit pisolithe lorsque les structures sont réellement les mêmes et reflètent probablement une même genèse, il est non moins évident que la taille et le comportement des grains dans le milieu sont liés; par là, ce caractère peut donner une indication précieuse sur la genèse ou le milieu de dépôt au moment de l'interprétation : il n'est pas à écarter au stade de la description. Une limite admise par la plupart des classifications granulométriques se situe à 2 mm. Si cette limite peut paraître arbitraire en ce qui concerne la suite continue des oolithes et pisolithes «radiaires» et micritiques de la Trucial Coast (Umm Saïd, Jebel Dhanna), il convient de remarquer pourtant que les oolithes actuelles les plus répandues, tangentielles (Golfe Persique, Bahamas) ou radiaires (Grand Lac Salé), comme les oolithes classiques des calcaires anciens ne dépassent pas 2 mm. Soit la première distinction : grain inférieur ou supérieur à 2 mm.
- L'aspect de surface : compte tenu de la taille, modifie la morphologie générale arrondie des grains; on peut d'ailleurs constater que la plupart des grains cortiqués tendent à être d'autant plus irréguliers que la taille augmente. Peuvent être distinguées : surface lisse plutôt régulière et surface irrégulière à concavités et expansions.
- La netteté de la lamination (concentrique, sauf exception) : existence soit de lamines continues nettement individualisées, soit d'une vague lamination.
- La composition du cortex : caractérisée par absence ou rareté des organismes (généralement perforants ou exceptionnellement posés) ou bien par présence abondante ou dominante d'organismes.
- La structure ou la composition plus précise des couches corticales : à savoir structure tangentielle, ou radiaire, ou micritique d'une part, Foraminifères ou Algues ou divers d'autre part.

On distingue alors de manière pratique et objective (cf. tableau) :

- Une première catégorie de grains cortiqués, arrondis, inférieurs à 2 mm :
  - les oolithes (= ooids, en anglais) (organismes absents ou rares, surtout microperforants),
  - les pseudo-oolithes (à Foraminifères),
  - les micro-oncolithes (à Algues),
  - les micro-oncoïdes (à surface éventuellement irrégulière, à lamination parfois non concentrique et de structure micritique ou sparitique)
- Une deuxième catégorie de grains cortiqués, supérieurs à 2 mm : les oncoïdes (sens large) comportant :
  - les pisolithes (sans organismes, ou rares et microperforants),
  - les pseudopisolithes (à Foraminifères ou Bryozoaires et divers encroûtants),
  - les oncolithes (à Algues),
  - les oncoliatolithes (bien laminés, sans organismes sauf microperforants, mais de surface irrégulière),
  - les oncoïdes micritiques ou sparitiques (le terme d'oncoïde subsistant faute de détermination plus précise et étant donné leur surface irrégulière, leur cortex très vaguement laminé et l'absence d'organismes reconnaissables).

On notera l'emploi du terme «oncoïde» comme Purser (1975), résultant d'ailleurs d'une utilisation précédente en commun (Purser et Loreau, 1973). Mais, il convient de remarquer deux différences importantes par rapport à la classification proposée par Purser et parue au cours de la rédaction de ce travail.

1. Les critères tels que la taille des grains cortiqués et la composition du cortex, justifiés préalablement, ont été retenus ici.

2. La présente nomenclature comporte très peu de mots nouveaux : il importe en effet de ne pas accroître inutilement un vocabulaire déjà pléthorique et de ne pas abandonner des termes historiquement admis.

Les définitions sont maintenant précisées et complétées par des exemples d'occurrence et de figuration.

3. Définition des divers grains cortiqués. Occurrence et figuration (non exhaustives).

Oolithe «tangentielle» : grain arrondi, de taille inférieure à 2 mm, à surface lisse, possédant un cortex dont les lamines concentriques sont bien nettes. Celles-ci ne comportent pas d'organismes (ou en comportent peu qui sont, dans ce cas, essentiellement perforants); exceptionnellement, il arrive qu'un organisme tel que fora-

Source : MNHN, Paris

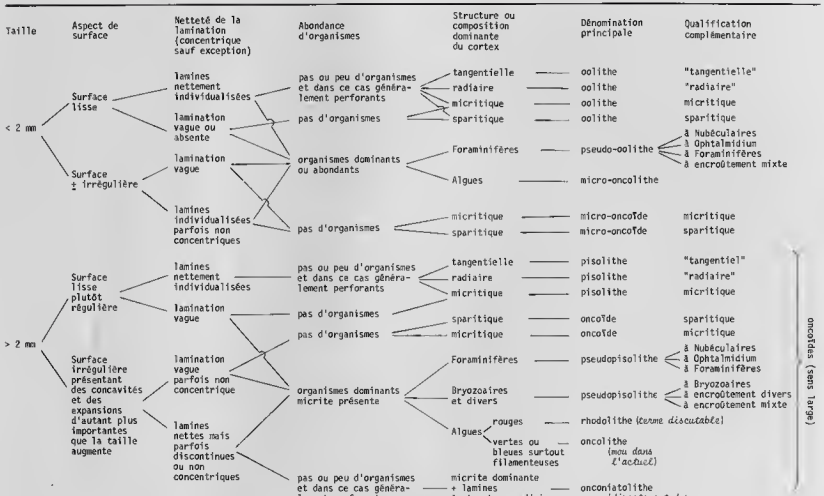


Tableau 8 b : Clé de détermination des différents grains cortiqués dans des calcaires actuels et anciens

Source : MNHN, Paris

minifère ou gastéropode soit présent; elles ont une structure dominante de nanocristaux à orientation statistiquement tangentielle. Peuvent être présents et de structure micritique : des rayons plus ou moins larges, des lentilles ou des lamines entières.
- Occurrence : Bahamas, Golfe Persique, Shark Bay (Australie occidentale), Golfe de Batabano (Cuba), etc...; Actuel, Holocène, Pleistocène.
- Figuration : exemple ph. A, B, G, pl. 11; ph. A, B, pl. 17.

Oolithe «radiaire» : comme précédemment, mais la structure dominante des lamines bien nettes est constituée par des cristaux allongés de l'ordre du micron à quelques dizaines de microns, orientés radialement. Sont souvent présents des rayons plus ou moins larges, des lentilles ou des lamines entières de structure micritique et, exceptionnellement, un organisme tel que foraminifère ou gastéropode.
- Occurrence : Grand Lac Salé, Golfe Persique, Laguna Madre (Texas), Arrière récif de la Grande Barrière (Australie orientale), Golfe d'Aqaba, grottes, sources thermales, sols et nombreux calcaires anciens.
- Figuration : exemples pl. 15; pl. 20; ph. A, D, pl. 21.

Oolithe micritique : grain arrondi, de taille inférieure à 2 mm, à surface lisse, possédant un cortex à lamination plus ou moins nette, voire absente, de structure essentiellement micritique et sans organismes apparents.
- Occurrence : fréquente dans les milieux carbonatés actuels et les calcaires anciens.
- Figuration : exemples ph. B, pl. 18; ph. F, pl. 21.

Remarque : Dans certains cas le cortex micritique est difficilement discernable du nucleus lui-même micritique; L. Cayeux (1935) désignait ces grains comme pseudolithes (équivalents actuels de gravelles, pellets, etc...).

Oolithe sparitique : comme précédemment mais à cortex de structure sparitique.
- Occurrence : calcaires anciens à partir du Pleistocène.
- Exemple : ph. B, pl. 22.

Pseudoolithe (suivi d'une précision sur la composition du cortex : à Nubéculaires, à *Ophtalmidium*, à Foraminifères, à encroûtements divers, à encroûtement mixte, etc...) : grain plus ou moins arrondi, de taille inférieure à 2 mm, possédant un cortex à lamination plutôt vague, micritique, mais comportant nettement des organismes (animaux), surtout des Foraminifères.
- Occurrence : fréquente dans calcaires anciens (cf. Dangeard, 1930, p. 186).
- Figuration : exemple *in* Rat, 1966, pl. 1.

Remarque : une pseudo-oolithe se distingue donc d'une oolithe essentiellement en lame mince, soit par l'absence de structure nucleus + cortex (= gravelle, pellet, etc...), soit par la composition du cortex (en majorité des Foraminifères).

Micro-oncolithe : grain plus ou moins arrondi, de taille inférieure à 2 mm, possédant un cortex à vague lamination, à structure micritique dominante mais riche en micro-organismes végétaux (déterminés comme des Algues Cyanophycées le plus souvent filamenteuses).
- Occurrence et figuration : exemples signalés (sous le nom d'oolithes) par Dangeard dans des calcaires bathoniens et «lusitaniens» de la Sarthe, du Calvados et de la Somme : cf. Dangeard, 1936, pl. 16.

Micro-oncoïde : grain plus ou moins arrondi, pouvant présenter quelques rentrants ou expansions, de taille inférieure à 2 mm, possédant un cortex à lamines plus ou moins nettes de structure micritique ou sparitique. L'absence d'organismes constatée objectivement (c'est-à-dire sans discuter d'abord si elle est initiale ou secondaire par recristallisation) exclut l'appellation micro-oncolithe ou pseudo-oolithe à Foraminifères; la surface plutôt irrégulière, la dissymétrie éventuelle des laminations n'en font pas des oolithes *s. s.*
- Occurrence : exemples dans des calcaires du Dogger de l'Indre (échantillon G. Gill), du Zechstein de Pologne (communication T. Peryt), du Précambrien du Transvaal (échantillon J. Bertrand), etc...
- Figuration : exemple ph. C, pl. 22.

Pisolithe «tangentiel» : grain plus ou moins arrondi, de taille supérieure à 2 mm, à surface lisse, possédant un cortex laminé dont les lamines sont constituées par des cristaux d'orientation statistiquement tangentielle.
- Occurrence : rare : certains pisolithes de Karlsbad (source thermale de Tchécoslovaquie) ayant d'ailleurs une surface polie, brillante.
- Figuration : ph. F, G, pl. 19.

Source : MNHN, Paris

Pisolithe «radiaire» : grain plus ou moins arrondi (dont la forme est souvent influencée par celle du nucleus, de taille supérieure à 2 mm, à surface lisse possédant un cortex dont les lamines nettement individualisées ne comportent pas d'organismes (ou en comportent peu, qui sont d'ailleurs perforants) et ont une structure constituée par des cristaux orientés radiairement. En alternance, des lamines micritiques plus ou moins épaisses peuvent être présentes.
- Occurrence : Golfe Persique, Grand Lac Salé, sources thermales, nombreuses grottes, chaudières.
- Figuration : exemples ph. A, B, pl. 14 et Donahue (1969, p. 1401).

Pisolithe micritique : grain plus ou moins arrondi, de taille supérieure à 2 mm, à surface lisse, possédant un cortex à lamines plus ou moins nettes de structure micritique et sans organismes évidents.

Remarque : les pisolithes micritiques de la Trucial Coast possèdent souvent de fines laminations à structure radiaire et la dénomination peut varier (c'est une exception) selon que l'on se fonde sur la structure dominante (micritique) ou sur la structure caractéristique (radiaire).
- Occurrence : Golfe Persique (associés aux pisolithes «radiaires»), calcaire de Tonnerre (Kimméridgien inférieur, Yonne).

Pseudo-pisolithe : cf. pseudoolithe mais de taille supérieure à 2 mm et de cortex pouvant comporter également des Bryozoaires (pseudopisolithes à Bryozoaires).

Oncolithe : grain plus ou moins irrégulier, de taille supérieure à 2 mm, possédant un cortex vaguement laminé constitué de micrite et d'un feutrage d'Algues (bleues et vertes, surtout filamenteuses). Terme dû à J. Pia (1926).
- Synonyme : Stromatolithe sphéroïde ou sphéroïdal structure (de Logan et al.), en abrégé S. S.
- Occurrence : Bahamas, Baie de Floride, Shark Bay (Australie occidentale) et nombreux calcaires anciens.
- Figuration : exemple : Logan et al., 1964, pl. 2 et p. 76.

Rhodolithe : terme introduit par Bosellini et Ginsburg (1971) pour désigner des grains plus ou moins irréguliers de taille supérieure à 2 mm et dont le cortex est constitué surtout par des Algues rouges (Mélobésiées). Ce néologisme est critiqué par Binda (1973) car il désigne déjà un grenat des plus précieux utilisé comme gemme.
- Occurrence et figuration : *in* Bosellini et Ginsburg, p. 670 et 676.

Onconiatolithe : grain à surface irrégulière, de taille supérieure à 2 mm, à cortex dont les lamines sont nettement visibles mais pas toujours continues, de structure micritique dominante mais comportant aussi des lamines de structure radiaire; des organismes peuvent être présents mais, dans ce cas, sont perforants. Terme introduit ici pour nommer des grains bien distincts des oncolithes, des pisolithes et des pseudo-pisolithes.
- Synonyme : coniatoïde (*in* Purser et Loreau, 1973) rejeté pour l'absence du préfixe *onco* indiquant la forme et valable pour cette famille de grains plus ou moins arrondis et de surface irrégulière.
- Occurrence : Golfe Persique.
- Figuration : pl. 32.

Oncoïde : terme utile pour désigner avant une détermination approfondie les grains regroupant des pisolithes, pseudolithes, oncolithes, rhodolithes, onconiatolithes, et qui subsiste dans le cas où aucune structure nette (en particulier organique) n'est reconnaissable et que la surface irrégulière ne permet pas l'appellation de pisolithe : cas des oncoïdes micritiques ou sparitiques.

Oncoïde micritique : grain à surface irrégulière, de taille supérieure à 2 mm, possédant un cortex à vague lamination parfois excentrique, de structure micritique et sans organismes apparents.
- Occurrence et figuration : exemples dans le Dogger de Bourgogne : Purser, 1975, p. 30, p. 87.

Oncoïde sparitique : comme précédemment mais lamines plutôt nettes, parfois excentriques et de structure sparitique.
- Occurrence : Précambrien du Transvaal (échantillon dû à J. Bertrand).

4. Contradiction de la nomenclature; utilité et limite.

Il est commode de transposer en une suite de mots une suite d'objets recensés et étudiés; créer un mot nouveau pour un objet nouvellement mis en évidence peut être utile. (De la même façon que les langues vivantes dont il est une avant-garde, le vocabulaire scientifique évolue, se précise). A ces égards, la nomenclature - langage précis indispensable pour se comprendre - est un outil et son intérêt est évident.

Source : MNHN, Paris

Mais le vrai problème est qu'il existe dans la nature une infinité de transitions et de nuances et il serait vain de vouloir désigner par un mot tous les intermédiaires. Nommant seulement un certain nombre de jalons, il convient de s'entendre sur les différences significatives qui font cesser un objet A d'être appelé A et de le considérer comme un autre objet nommé B. C'est en général la démarche pour mettre au point la nomenclature et c'était le propos de cette discussion de la signification des grains cortiqués variés observés sur la Trucial Coast.

Réciproquement, les mots existants ou créés (avec parfois des abus imprudents) sont de toute façon limités et la rigueur d'une définition ne doit pas faire oublier que la réalité qu'elle transpose est certainement moins tranchée : telle est la limite même de la nomenclature.

Que les problèmes relatifs au vocabulaire aussi nécessaire qu'imparfait qui sera utilisé ne masquent donc pas la tâche fixée dans ce présent travail; elle est surtout de décrire au mieux ce qui fait justement la continuité du phénomène de dépôt aragonitique et d'essayer d'en saisir à la fois les variations et la cohérence.

E. COMPARAISON DES CONIATOLITHES ET ONCONIATOLITHES AVEC DES CONCRÉTIONS DE SOL (CALICHE, CALCRÈTES)

On avait déjà mentionné, au chapitre précédent, la ressemblance des oolithes (et pisolithes) «radiaires» (possédant plus ou moins des laminations cryptocristallines) avec des concrétions de sols de même morphologie, taille et structure d'ensemble. Pareillement, certains encroûtements laminés, irréguliers, évoquent les dépôts des sols trouvés généralement sous la zone à pisolithes caliches dans le profil type d'un sol à concrétions, en environnement désertique (cf. Brown et Woods, 1974, p. 325, et ici ph. B, pl. 25). L'association croûte-grains cortiqués, la structure laminée, le piégeage de sédiments constituent des ressemblances certaines. Mais ces dépôts ne peuvent être ici des caliches dégagées par l'érosion pour les raisons suivantes :

- la zone encroûtée est restreinte à une bande limitée à l'extrême sommet de la zone intertidale et à la partie inférieure de la zone supratidale,
- ces croûtes n'existent pas latéralement, que ce soit en surface ou s'enfonçant horizontalement dans le sédiment,
- la zone encroûtée présente une zonation dans la morphologie de surface des encroûtements, en relation avec leur position dans la zone supratidale.

Il s'agit d'une convergence remarquable avec les caliches due dans chaque cas au caractère vadose du milieu mais il importe de retenir que ces dépôts sont ici essentiellement liés au milieu marin, dans des conditions qui sont celles soit de ruissellement d'eau du ressac, soit d'inondation par des marées exceptionnelles, soit d'humectation par des embruns, et sous climat chaud et aride.

CONCLUSION

Tous les dépôts aragonitiques étudiés ici encroûtent un substrat induré au sommet de la zone intertidale ou dans la zone supratidale, et aussi bien des surfaces «à plat» très étendues que des grains individuels de tailles diverses souvent associés. Morphologie et structure peuvent être différentes d'un lieu à un autre mais pour un lieu donné la morphologie externe change progressivement de polie à lisse, puis rugueuse, puis irrégulière au fur et à mesure de la traversée de la zone supratidale vers les terres.

Au total, on a pu observer :

1. des dépôts laminés, à fines lamines régulières de structure «tangentielle», à surface polie, brillante : pélagosite de Khor Odaïd et de diverses localités du Golfe Persique,
2. des dépôts de même structure que précédemment mais à surface ternie : zonation des revêtements de pélagosite; altération possible du poli par micro-perforations et dissolution,
3. des dépôts laminés, à lamines de structure radiaire, à surface polie, brillante : pélagosite de Banyuls et

Source : MNHN, Paris

d'Antibes,

4. des dépôts laminés, également de structure radiaire, mais à surface lisse non polie : encroûtement de type travertin, à figures de ruissellement, sur la falaise de Khor Odaïd; calcins et microstalactites sous les dalles de grès de plage. Schématiquement, il semble que les dépôts verticaux ou surplombant présentent une structure plutôt radiaire alors que les dépôts horizontaux et situés en milieu plus exposé ont une structure dans l'ensemble «tangentielle».

5. des dépôts irrégulièrement laminés, à surface compliquée, à microflore perforante, à piégeage éventuel d'éléments détritiques : encroûtement divers de Jebel Dhanna.

6. des dépôts non laminés à surface irrégulière, à structure cryptocristalline poreuse et à piégeage d'éléments divers : zonation des dépôts de pélagosite (croûte plus brune, non polie, située plus haut dans la zone supratidale, côté terre); sommet de la falaise de Khor Odaïd; calcins et microstalactites sédimentaires sous les grès de plage.

En tenant compte de la structure caractéristique des lamines du dépôt, de l'aspect de la surface et de la taille des éléments encroûtés, on peut essayer maintenant de regrouper en un tableau comparable au précédent (tabl. 7) la terminologie existante et celle proposée ici.

Structure et morphologie de surface du dépôt			Taille des éléments corticoïdes		
Ensemble	Lamines (1)	Surface	2 mm	5-10 cm	→ ∞
LAMINES bien lités	structure tangentielle (2)	polie, brillante	OOLITHES "tangentielles"	PISOLITHES	ENCROÛTEMENTS DE PELAGOSITE "tangentielle"
		polie, brillante			"radiaire"
	structure radiaire (3)	lisse, non polie	"radiaires"		TRAVERTINS et CALCINS
		irrégulière, en rapport avec ruissellement			
	structure cryptocristalline	lisse, non polie	cryptocristallines		
		irrégulière			
DEPOTS non lités	structure cryptocristalline + éléments piégés + microflore perforante	lisse, non polie (rare)	non observé	ONCONIATOLITHES	CONIATOLITHES
		irrégulière (le plus souvent)			
	Présence massive de structures algaires + éléments piégés	± irrégulière		ONCOLITHES *structures sphéroïdales* (S.S.)	LAMINITES ALGO-SEDIMENTAIRES STROMATOLITHES *structures hé- misphéroïdales entassées verticalement* (S.H.) *structures hé- misphéroïdales liées latéralement* (L.L.H.)

(D'après Logan et al, 1964)

(1) Il s'agit de la structure caractéristique et la plus fréquente des lamines (qui peut alterner avec une autre : soit tangentielle-cryptocristalline, soit radiaire-cryptocristalline).
(2) Terme couramment employé à propos des lamines des cortex oolithiques et étendu ici à celles des revêtements "à plat".
(3) Même remarque concernant l'extension du terme (d'ailleurs, un plan ne peut-il pas être considéré comme la surface d'une sphère de rayon infini ? ...)

Tableau 9 : Essai de classification naturelle des encroûtements laminés aragonitiques et rapprochement avec des laminites non indurées

Il est évident que ce tableau (9), limité aux dépôts aragonitiques étudiés ici, est ouvert - dans sa partie droite, en bas - à d'autres dépôts laminés; la taille du substrat (pratiquement illimitée) cesse d'être un critère de distinction mais la nature des lamines est à prendre en compte et Monty (1973) a montré toute la continuation depuis

Source : MNHN, Paris

des tapis exclusivement algaires jusqu'aux varves sédimentaires, en passant par les complexes stromatolithes, les laminites algo-sédimentaires, organo-sédimentaires, etc...

Dans ce tableau, il est non moins évident que trouveraient leur place des dépôts des milieux lacustres ou de cavernes ou de sols qui sont d'ailleurs connus plus anciennement. Ce qui est nouveau, c'est justement de trouver travertins et calcins en milieu marin (dans une zone étroite du domaine littoral).

Ce qui est nouveau, c'est de constater l'existence de dépôts marins laminés, directement solides puis colonisés éventuellement par une microflore perforante et présentant une affinité avec les stromatolithes et les oncolithes.

Ce qui est de grand intérêt, c'est de noter que la structure des cortex oolithiques existe sur des blocs importants et sur de grandes surfaces; c'est de remarquer ou de confirmer que l'absence de mouvement de gros nuclei et des dalles de grès de plage n'empêche pas leur revêtement complet tout autour; de même, la disposition des onconiatolithes sur le terrain, leur morphologie asymétrique (et aplatie pour les plus gros), leur situation dans un environnement très protégé et rarement immergé, indiquent qu'ils ne sont pas déplacés ou roulés de manière significative.

Dans le détail, les encroûtements sous grès de plage, avec des microstalactites sédimentaires, montrent un curieux cas de sédimentation paraissant à l'encontre de la pesanteur.

Enfin, il faut rappeler que l'association grains cortiqués-encroûtements étendus (avec tous leurs intermédiaires) existe dans les dépôts calcaires de milieux variés :

- oolithes classiques tangentielles - pélagosite (rarement)
- oolithes radiaires - travertins marins (fréquemment)
- oncolithes - stromatolithes (dans l'Actuel : plus rarement qu'il n'est admis)
- onconiatolithes - coniatolithes (très fréquemment)
- perles des cavernes - encroûtements et draperies des parois de grottes (très fréquemment)
- perles de sources chaudes - travertins (fréquemment)
- pisolithes et concrétions de sols - croûtes laminées caliches (fréquemment)

sans compter que ce phénomène se retrouve aussi en dépôts profonds non carbonatés (nodules - croûtes polymétalliques) ou dans les geyserites siliceuses (de Yellow Stone, USA, par exemple) ou dans les dépôts d'halite de la Mer Morte.

Ainsi, sur le plan plus général de la compréhension de la sédimentation aragonitique, ces encroûtements se révèlent d'une grande portée. Ils donnent - par leur immense diversité et en même temps leur variation continue qui les rattache aux oolithes et aux stromatolithes - un net aperçu de la cohérence de la sédimentation aragonitique; ils doivent inciter, au moment de l'interprétation, à éviter l'erreur d'isoler complètement les problèmes de la formation de chaque sédiment; ils soulignent la nécessité d'appréhender le problème de la genèse de l'aragonite sédimentaire dans son ensemble pour essayer d'engager ensuite ses variations et peut-être les convergences.

Source MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE IV

ALGUES ARAGONITIQUES : NANOSTRUCTURE DE LEUR CALCIFICATION ET RAPPORTS AVEC LA SÉDIMENTATION

INTRODUCTION

Depuis longtemps les géologues et les botanistes reconnaissent les algues benthiques comme «constructrices de roches». Pour frappante qu'elle soit, cette expression due à Seward (1898) est excessive et trompeuse : ces algues peuvent parfois participer à la construction des récifs ou constituer de petites formations purement algaires, mais ce sont surtout par leurs débris qu'elles contribuent à l'accumulation de sables bioclastiques plus ou moins grossiers; il a été suggéré aussi qu'elles pourraient se désagréger en fins débris produisant des sédiments cryptocristallins, micritiques. A. Wood (1941) semble être le premier à avancer cette hypothèse pour des calcaires à grain fin du Carbonifère qui résulteraient d'une «poussière d'algue» — «algal dust» —. Les genres invoqués ont des formes tubulaires fragiles tandis que ceux «avec un solide squelette calcaire, comme *Solenopora*, ne sont pas envisagés. Leur test était formé de manière différente et ne serait pas tombé facilement en poudre dans l'eau agitée» (Wood, 1941, p. 193). Plus récemment, Lowenstam (1955) constate la fragilité des tests de certaines algues vertes et leur désagrégation *post mortem*. Se fondant sur une apparente identité des «aiguilles» dans les boues des Bahamas, de Floride, de l'Ouest-Atlantique en général, et des particules constituant la phase calcifiée de ces algues, il conclut à une origine algaire des boues aragonitiques des mers tropicales; par extrapolation, il propose une même genèse pour les calcaires fins anciens.

Lowenstam fut suivi par de nombreux auteurs; certains envisagent même cette origine pour les cristallites constituant les oolithes (Brennecke et Sandberg, 1976). Rares cependant sont ceux qui apportent de nouvelles preuves . Lowenstam lui-même et Epstein (1957), Lloyd (1971), Brennecke et Sandberg (1976) s'appuient sur des comparaisons d'oxygènes et de carbones isotopiques entre les boues, les oolithes et les tests d'algues; d'autres chercheurs ont établi des bilans de production d'aragonite par ces algues sur une aire donnée (Stockman et al., 1967; Neumann et Land, 1975).

Or, l'examen en microscopie électronique à balayage d'un broyat de test de *Penicillus dumetosus* montre que les aiguilles sont loin d'être les seules présentes (ph. D, pl. 4). Des boues de la Baie de Floride (ph. E, F, pl. 4) démontrées d'origine algaire (Stockman et al., 1967) sont justement de nanostructure différente des boues des Bahamas (ph. D, pl. 1) ou du S.E. du Golfe Persique (ph. C, pl. 1) et de nanostructure différente de celle du cortex des oolithes (ph. D, pl. 11). Comment se fait-il aussi qu'il existe des boues et des oolithes dans le Golfe Persique qui ont même nanostructure que les boues et les oolithes des Bahamas, alors que les Algues Codiacées incriminées généralement y sont absentes? Pour le moins, le «dogme» mérite d'être réexaminé.

Une nouvelle approche passe par une meilleure connaissance de la phase calcifiée des algues aragonitiques, la première étape étant l'observation directe à l'échelle des cristaux et *in situ*. Une telle étude a été abordée par

Source : MNHN, Paris

N° dans Tableau 12	Espèce	Provenance	Classe	Ordre	Famille
1 a	*Liagora valida* Harv.	Porto-Rico	Rhodophycées	Nemalionales	Helminthocladiacées
1 b	"	Bermudes	"	"	"
2	*Liagora ceranoyce* Dec.	Hawaï	"	"	"
3 a	*Liagora farinosa* Lamour.	Iles Lipari	"	"	"
3 b	"	Bermudes	"	"	"
4 a	*Liagora pinnata* Harv.	Baie de Floride	"	"	"
4 b	"	Campêche			
5	*Liagora tetrasporifera* Börg.	Banyuls	"	"	"
6 a	*Liagora viscida* Lamour.	Collioure	"	"	"
6 b	"	Banyuls	"	"	"
7	*Liagora harveyana* Zeh.	Adélaïde (Australie)	"	"	"
8	*Liagora distenta* (Mert.) C. Ag.	Banyuls	"	"	"
9	*Liagora japonica* Yamada	Japon	"	"	"
10	*Liagora subarticulata* Grün.	Ténérife	"	"	"
11	*Liagora decussata* Mont.	Jamaïque	"	"	"
12	*Liagora hawaïana* Butt.	Bikini	"	"	"
13	*Liagora cladonioïdes* Börg.	I. Maurice	"	"	"
14	*Galaxaura rugosa* (Soland.) Lamour.	Porto-Rico	"	"	"
15	*Galaxaura cylindrica* (Soland.) "	Porto-Rico	"	"	"
16 a	*Rhipocephalus phoenix* (E.S.) Kütz	Guadeloupe	Chlorophycées	Caulerpales (*)	Udoteacées (*)
16 b	" *sp.*	Baie de Floride	"	"	"
17 a	*Penicillus capitatus* Lamarck fo. *mediterranea* P.H. Huvé	Villefranche	"	"	"
17 b	*Penicillus capitatus* Lamarck	Guadeloupe	"	"	"
17 c	"	Baie de Floride	"	"	"
18 a	*Penicillus dumetosus* (Lamour.) Dec.	Martinique	"	"	"
18 b	"	Baie de Floride	"	"	"
19	Forme juvénile de *P. capitatus* fo. *mediterranea* alias *Espera mediterranea* Dec.	Villefranche	"	"	"
20	*Udotea cyatiformis* Dec.	Antilles	"	"	"
21	*Acetabularia* sp.	Abu Dhabi	"	Dasycladales	Dasycladacées
22	*Pedobesia lamourouxii* (J. Ag.) Feldmann *et al.*	Cultures en eau de mer courante, Banyuls, Villefranche	"	Derbesiales	

Tableau 10 : Liste des Algues étudiées *(Déterminations de J. Feldman et A. Couté)*

(*) Caulerpales et Udoteacées sont les termes de nomenclature adoptés par les botanistes tandis que Siphonales et Codiacées sont respectivement les termes (bien que n'étant pas strictement synonymes) encore employés par les sédimentologistes.

Source : MNHN, Paris

très peu d'auteurs, soit à l'aide du microscope électronique à balayage (Marzalek, 1971; Borowitska et al., 1974; Bignot, 1977; Boehm et al., 1978), soit avec le microscope électronique à transmission (Wilbur et al., 1969 et Borowitska et al., 1977, qui examinent la calcification d'*Halimeda* et en retracent les étapes dans le détail). D'une manière générale, les recherches portant simultanément sur l'anatomie de la plante et sur les relations entre la phase organique et la phase calcifiée sont rares (Pobeguin, 1954, p. 75-83) en regard du grand nombre de travaux anatomiques, minéralogiques, chimiques, physiologiques, etc., dont les algues aragonitiques ont été l'objet. Dans la plupart des cas, les études botaniques ont toujours été effectuées après décalcification des plantes, l'encroûtement étant peu favorable à l'observation des cellules; de leur côté, les géologues ne connaissent souvent que la phase minérale des algues calcifiées, sans doute par la force des choses; elle seule subsiste principalement dans les formations sédimentaires.

Le propos de cette étude est donc ici :

1. - de mettre en évidence l'organisation générale de trois genres caractéristiques :
   - *Liagora* Lamour. (Rhodophycées, Némalionales)
   - *Penicillus* Lamarck (Chlorophycées, Caulerpales)
   - *Pedobesia* Mac Raild et Womersley (ex *Derbesia* Solier) (Chlorophycées, Derbesiales)

en précisant la localisation de la calcification dans les diverses parties de l'algue, en situant la phase aragonitique par rapport aux parois cellulaires (ou syncytiales), en représentant l'algue complète à l'aide de blocs diagrammes détaillés, réalisés à partir des images complémentaires fournies par le microscope photonique et par le microscope électronique à balayage (et éventuellement à transmission).

Le but est aussi :

2. - de connaître les différentes morphologies des particules aragonitiques élémentaires et leurs proportions (en particulier par rapport à la morphologie «en aiguille» apparemment seule connue);

3. - de comparer les nanostructures de la calcification (entre diverses Rhodophycées et Chlorophycées, entre diverses Siphonales, entre diverses espèces du même genre, entre des échantillons d'une même espèce provenant de milieux différents) pour rechercher si elles ont des caractères spécifiques offrant une possibilité supplémentaire de distinction systématique et de reconnaissance dans le sédiment.

En comparant ces différentes nanostructures avec celles des sédiments aragonitiques mises en évidence dans les chapitres précédents, il s'agit finalement

4. - d'essayer de tester l'hypothèse selon laquelle les algues aragonitiques sont à l'origine de sédiments calcaires actuels.

I. - MATÉRIEL ET MÉTHODE

A. ALGUES ÉTUDIÉES, PROVENANCE, POSITION SYSTÉMATIQUE

Les échantillons d'algues calcifiées étudiés ici appartiennent à 13 espèces de *Liagora*, deux espèces de *Galaxaura* Lamour., 1 *Rhipocephalus* Kütz., 2 *Penicillus* (et un stade juvénile *Espera* Dec.), 1 *Udotea* Lamour., 1 *Pedobesia*, 1 *Acetabularia* Lamour.... La liste précisant leur provenance et leur position systématique en est donnée dans le tableau ci-contre (tabl. 10).

B. MÉTHODE D'ÉTUDE

Ce chapitre rapporte seulement les résultats de l'observation directe; les analyses minéralogiques, chimiques et cristallographiques font l'objet des chapitres VI et VII. L'idée principale d'assurer ici la correspondance entre les observations aux divers microscopes et aux diverses échelles est illustrée pl. 38. De l'algue présentée dans son ensemble (ph. A) on passe au repérage de la calcification sur les filaments par rapport aux zones jeunes non calci-

Source : MNHN, Paris

fiées (ph. B). La phase organique est alors étudiée seule au microscope photonique, car c'est la meilleure condition pour les botanistes (ph. C); à des grandissements équivalents, la phase carbonatée est ensuite examinée au M.E.B. après destruction de la matière organique par l'eau de Javel et rinçages à l'eau distillée (ph. D, E). Un bloc diagramme rassemble les données acquises par les deux techniques (ph. F). Après cette compréhension de l'organisation de l'algue et des rapports mutuels de la phase organique et de la calcification, l'investigation de la phase carbonatée est poussée à des grandissements de plus en plus grands (pl. 39).

II. - ORGANISATION GÉNÉRALE DES ALGUES ARAGONITIQUES, LOCALISATION ANATOMIQUE (ÉVENTUELLEMENT CYTOLOGIQUE) ET NANOSTRUCTURE DE LA CALCIFICATION

A. LE GENRE *LIAGORA*

De nombreux auteurs se sont intéressés au genre *Liagora*. Butters (1911), Weber van Bosse (1921), Börgesen (1927, 1942), Kylin (1928), Yamada (1938), Levring (1941), Abbott (1945, 1962, 1966) et Womersley (1965) ont en particulier fourni des précisions anatomiques concernant de multiples espèces de ce genre. Mais la représentation simultanée de la phase carbonatée et de la phase organique est exceptionnelle (Weber van Bosse, 1921) et imprécise. Cela tient au fait que la calcification cryptocristalline ne pouvait être étudiée avec le seul microscope photonique et, en même temps, gênait l'observation des cellules.

a) Organisation-type du genre *Liagora* (pl. 38).

Les thalles de *Liagora* à ramification dichotomique (ph. A, B) sont constitués de deux parties distinctes :

- une zone centrale à développement vertical. Elle est composée de filaments axiaux (ph. C, fig. F), unisériés, contigus, parfois ramifiés dichotomiquement. Les cellules de ces filaments sont cylindriques, non pigmentées, disposées parallèlement les unes par rapport aux autres, selon l'axe du thalle (ph. C);
- une zone périphérique à développement horizontal. Elle est composée de filaments latéraux, unisériés,

PLANCHE 38

Organisation générale du genre *Liagora*. Relation entre phase organique et phase carbonatée

A : Vue d'ensemble d'un thalle de *Liagora distenta* caractérisé par sa dichotomie générale et ses petits rameaux annexes. Échantillon provenant de Banyuls. x 0,5.

B : Extrémité d'un thalle de *Liagora tetrasporifera* montrant des filaments avec apex non calcifié et zone inférieure calcifiée (zone blanche sur la photo). x 2,5.

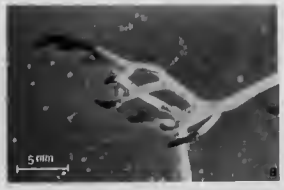
C : Structure de la phase organique de *L. tetrasporifera* avec filaments axiaux incolores et filaments latéraux pigmentés assimilateurs. Les *Liagora* étudiés donnent à ce stade une organisation identique. Échantillon de culture en milieu de Von Stosch. x 450.

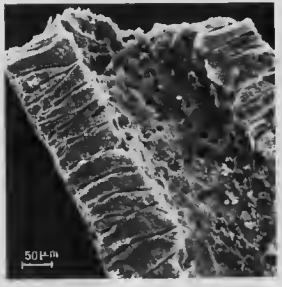
D, E : Phase carbonatée de *Liagora* (ici *sp. decussata* provenant de la Jamaïque) constituant un cortex autour des filaments axiaux et montrant les perforations par où passent les filaments assimilateurs. L'épaisseur de ce cortex - variant de 30 à 150 μm - est ici de 120 μm. M.E.B., x 160 et 350.

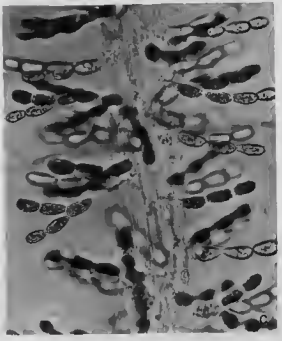
F : Diagramme montrant l'organisation d'un *Liagora* (ici d'après un fragment de *L. tetrasporifera* prélevé à 1,5 cm de l'apex) et la relation entre les filaments et la phase minérale, aragonitique. Échantillon provenant de Banyuls. x 200. *Dessin A. Couté.*

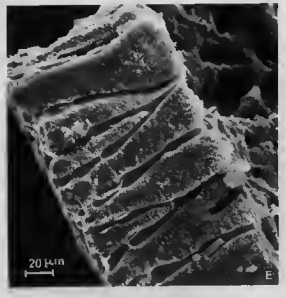
(c : cortex; f.l. : filament latéral pigmenté, assimilateur; f.a. : filament axial non pigmenté, non assimilateur.)

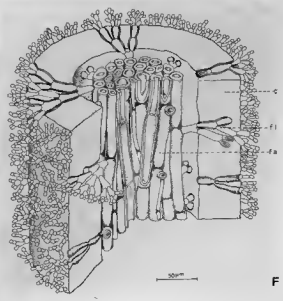
Source : MNHN, Paris











BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

PLANCHE 39

Organisation de *Liagora* (suite) et nanostructure du cortex argonitique

A : Coupe sagitale du cortex de *Liagora distenta* (provenant de Banyuls) au niveau d'un filament assimilateur montrant le filament (desséché) en place et le feutrage plus ou moins tassé d'aiguilles d'aragonite d'orientation statistiquement tangentielle aux filaments axiaux. x 1400.

B : Coupe tangentielle du cortex de *L. cenomyce* (provenant de Hawaï) montrant des sections de pores où passent les filaments assimilateurs. Localisation (c) de la photo suivante. x 900.

C : Détail de la photo précédente montrant la nanostructure du cortex aragonitique en baguettes anhédrales ou subhédrales, généralement tronquées, de 2 μm de long sur 0,2 μm d'épaisseur en moyenne. Leur orientation à proximité des filaments assimilateurs est statistiquement normale à ceux-ci. x 7500.

D : Coupe transversale du cortex de *L. tetrasporifera* (provenant de Banyuls) montrant une section de pore où passe un filament assimilateur autour duquel la nanostructure tend à être coalescente. Les baguettes sont anhédrales ou subhédrales, très rarement pointues, de 1,5 à 3,5 μm sur 0,3-0,7 μm (surtout 2 μm sur 0,4 μm), statistiquement tangentielles à la surface du cortex (ou par rapport aux filaments axiaux) et plus ou moins normales aux filaments assimilateurs. x 1400.

E : Surface d'un *L. farinosa* (provenant des Bermudes) montrant le regroupement des fines baguettes d'aragonite anhédrales ou subhédrales de 2 μm sur 0,15 μm, en faisceaux plus gros de 3-5 μm sur 0,5-1 μm. Cependant, il s'agit dans certains cas de nanocristaux subhédraux légèrement plus grands et mâclés - convergence mise en évidence au cours de l'étude en diffraction électronique -. x 7500 et 1500).

F : Coupe du cortex de *L. cladonioïdes* (provenant de l'Ile Maurice) montrant sa structure nanogrenue; les nanograins plus ou moins tassés, anhédraux, subsphériques, ont 0,2 à 0,6 μm de diamètre. x 7000.

PLANCHE 40

1) Variations de la nanostructure du test de *Liagora* et comparaison avec celle de divers sédiments aragonitiques

A : Surface du test de *L. japonica* montrant une nanostructure tassée (= serrée) constituée par des bâtonnets anhédraux, cylindriques, de 1 à 2 μm sur 0,2 μm, statistiquement tangentiels; cette nanostructure est tout à fait comparable à celle du cortex des oolithes classiques. x 15000.

B : Surface du test de *L. valida* (provenant des Bermudes) à nanostructure peu ou non tassée (= punctique à serrée) de bâtonnets anhédraux de 1 à 2 μm sur 0,2 μm, sans orientation préférentielle, également comparable à la surface de certaines oolithes (cf. ph. D, pl. 17). x 9000.

C : Cassure du test de *L. farinosa* à nanostructure non tassée (= punctique) d'aiguilles euhédrales effilées de 3-4 μm sur 0,3-0,4 μm, sans orientation préférentielle. Cette nanostructure ressemble étroitement au remplissage de microperforations ou de microcavités dans des débris bioclastiques ou des grains sédimentaires variés (cf. ph. E, pl. 1). x 7500.

2) Nanostructure du test de *Galaxaura*

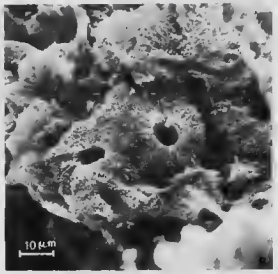
D : Vue d'ensemble d'un fragment de calcification de *Galaxaura rugosa* (de Porto Rico) à rapprocher du cortex des *Liagora* par leur organisation générale, leur localisation et les pores résultant des emplacements des filaments assimilateurs. x 90.

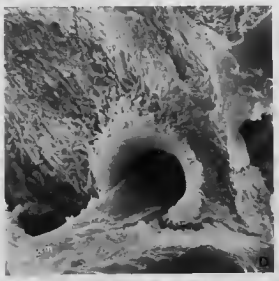
E : Coupe de la calcification de *Galaxaura* et localisation (F) de la photo suivante. x 900.

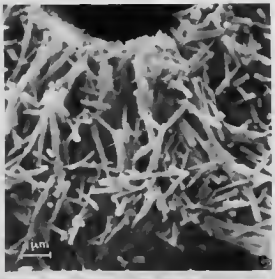
F : Cassure du test de *G. rugosa* montrant sa structure nanogrenue constituée par des nanograins individualisés de 0,2 μm environ ou tendant à la coalescence. x 7000.

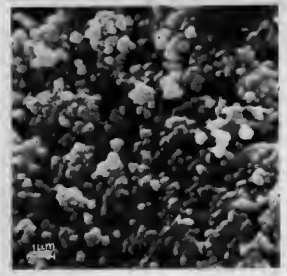
(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

Source : MNHN, Paris



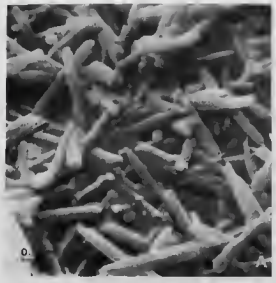


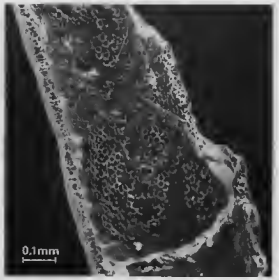


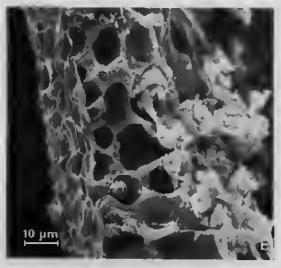


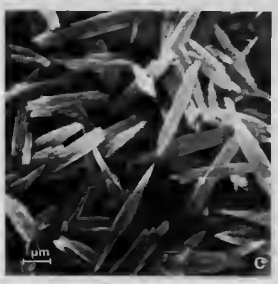
BIBL. DU MUSEUM PARIS

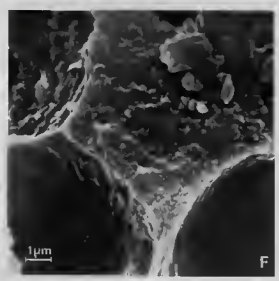
Source : MNHN, Paris











Source : MNHN, Paris

ramifiés dichotomiquement un grand nombre de fois et insérés perpendiculairement sur les cellules des filaments axiaux dans leur partie apicale (ph. C, fig. F). Les cellules des filaments latéraux sont cylindriques et pigmentées en rose vif. Leurs dimensions sont toujours nettement inférieures à celles des cellules axiales. Une cellule axiale ne porte qu'un filament latéral à développement centrifuge. Les filaments latéraux à cellules pigmentées, siège de la photosynthèse, sont appelés aussi filaments assimilateurs.

b) Localisation de la calcification.

Le test aragonitique de *Liagora* est un encroûtement externe (ph. B, D, pl. 3B) se développant autour des filaments latéraux (ph. E, pl. 3B) et formant un manchon cylindrique au centre duquel sont logés les filaments axiaux (fig. F).

c) Nanostructure du test aragonitique.

Les fractures fraîches de *Liagora* observées au M.E.B. montrent la morphologie, la taille, les contacts des particules élémentaires et leurs orientations à la fois par rapport aux différents filaments et par rapport à la surface externe du dépôt aragonitique.

On distingue trois nanostructures (cf. pl. 3B).

1.- Le plus fréquemment, le test est composé par des «aiguilles» anhédrales ou subhédrales, rarement pointues, de 2 μm de long sur 0,2 μm d'épaisseur en moyenne. (Chez quelques espèces, les fines baguettes semblent regroupées en faisceaux de 3-5 μm sur 0,5-1 μm (ph. E); les diffractions électroniques (cf. chap. VI) montrent qu'il s'agit parfois de nanocristaux máclés). Ces baguettes sont plus ou moins tassées (ph. A, D, E) et toujours orientées statistiquement parallèles aux filaments axiaux et à la surface externe (ph. A, D, E) et orientées perpendiculairement aux filaments assimilateurs (ph. B, C).

2.- De rares espèces ont un test de structure nanogrenue où les nanograins plus ou moins tassés, anhédraux, subsphériques, ont 0,2 à 0,6 μm de diamètre (ph. F).

3.- Dans le détail, au contact des filaments assimilateurs, la structure de l'encroûtement tend à être coalescente (ph. D).

B. LE GENRE *PENICILLUS*

Les travaux de A. et E.S. Gepp (1911) donnent une très bonne description des thalles de *Penicillus*; plus récemment, Meinesz (1972) montre leur mode de croissance et de développement; Marszalek (1971) souligne et illustre la structure «en aiguilles» de leur calcification. Mais, il reste à clarifier la localisation précise de l'aragonite et son rapport avec la phase organique, les diverses nanostructures du test dans les différentes parties du thalle ou selon le stade de développement de la plante. Ce travail était en cours de rédaction quand parut une publication de Boehm et al. (1978) portant en partie sur la calcification des filaments de *Penicillus*. Les observations respectives seront comparées et discutées plus loin.

a) Organisation-type du genre *Penicillus* (Fig. 18).

Penicillus est une algue siphonée (et non pluricellulaire comme *Liagora*) ayant une enveloppe globale non cloisonnée qui renferme un cytoplasme à très nombreux noyaux. D'ailleurs, à l'exception d'*Acetabularia* (unicellulaire), les genres de Chlorophycées étudiés ici ont la même organisation de type syncytium.

Extérieurement, le thalle de *Penicillus* comporte trois parties : les rhizoïdes (ancrés dans la boue ou le sable), le stipe et le capitule. Mais, comme le montre la figure 18A, le stipe ne cesse pas brutalement à la base du capitule mais se prolonge au centre de celui-ci.

La structure anatomique du stipe de *Penicillus* est voisine de celle de *Liagora*. L'étude au microscope photonique met en évidence :

- une zone centrale à développement vertical. Elle est composée de nombreux siphons axiaux parallèles (fig. 18B);

Source : MNHN, Paris

- une zone périphérique à développement plutôt horizontal. Ce sont les siphons axiaux qui produisent latéralement des diverticules plus ou moins bourgeonnants, serrés de manière très dense les uns contre les autres (fig. 18B, à gauche), comparables à la structure en utricules des *Halimeda* (Hillis, 1959).

Cette structure typique ne se rencontre qu'au niveau du stipe proprement dit (fig. 18A); en effet, dans la région intermédiaire du stipe située au centre du capitule (même figure), les siphons axiaux s'isolent progressivement les uns des autres pour constituer des tubes individualisés à ramification dichotomique, sans cloisonnement. Seulement à leur base (fig. 18D) se produisent les derniers et peu denses bourgeonnements latéraux.

L'ensemble de ces tubes libres confère au capitule son aspect de balai caractéristique du genre.

b) Localisation de la calcification interne ou externe au thalle selon les régions de l'algue (fig. 18 C, D).

Il convient de distinguer trois zones de développement du test :

- autour du stipe proprement dit, à la périphérie des bourgeonnements latéraux très denses (fig. 18C),
- autour du prolongement du stipe au centre du capitule, à la périphérie des bourgeonnements peu importants situés à la base des filaments libres,
- autour des filaments libres du capitule (fig. 18 D).

Ce squelette est externe aux filaments libres du capitule et au prolongement du stipe au centre du capitule. Il se résume à un manchon de 2 à 10 μm d'épaisseur comportant, autour des filaments, de nombreux pores réguliers (ph. B, pl. 44). Ce n'est qu'à la hauteur du stipe proprement dit qu'il est en partie interne au thalle ; la structure compliquée de la zone externe du stipe, les bourgeonnements dichotomiques centrifuges sans cesse plus petits et plus serrés, constituent des espaces intersyncytiaux (fig. 18 B, C) plus ou moins comblés par l'aragonite (pl. 41); au total la zone calcifiée peut y atteindre une épaisseur de 500 μm.

Il n'a pu être observé les grands cristaux intracellulaires d'oxalate de calcium, signalés par Perkins et al. (1972) et analysés par Friedmann et al. (1972).

c) Nanostructures de la calcification : les «aiguilles» (ou bâtonnets) d'aragonite sont loin d'être les seules présentes.

Observées sur des échantillons fraîchement prélevés ou séchés depuis longtemps ou sur des échantillons lyophylisés, deux nanostructures principales peuvent être distinguées :

Fig. 18 : Organisation générale du genre *Penicillus*

A : Vue d'ensemble du thalle de *Penicillus capitatus* (Les Saintes, Guadeloupe) montrant trois parties :
- à la base : les rhizoïdes, fins, formant une touffe dense ;
- au milieu : le stipe, non ramifié (en partie sectionné ici);
- au sommet : le capitule, buissonnant, formé par les siphons qui s'individualisent depuis le stipe; la ramification des «filaments» siphonés est de type dichotome (cf. fig. D); x 4,5.

B : Détail de l'organisation d'un fragment du stipe de *P. dumetosus* (Les Saintes, Guadeloupe) montrant une zone centrale à siphons axiaux parallèles et une zone externe constituée par de nombreux diverticules renflés (= utricules). La relation entre les deux zones est simple : ce sont les siphons axiaux qui présentent tous du côté externe des diverticules plus ou moins nombreux qui se renflent et se ramifient pour former cette zone externe du stipe à utricules papilleux. (L'aspect et le nombre de papilles sont typiques de l'espèce). x 24 (épaisseur des parois des siphons fortement exagérée).

C : Détail de la localisation de la calcification au niveau du stipe de *Penicillus* (*dumetosus*, même provenance). Les siphons axiaux ne sont pas calcifiés tandis que les diverticules sont pris dans la cortication. x 28.

D : Détail d'un filament siphoné isolé du capitule de *P. dumetosus* (même provenance). Sa base - en fait l'extrémité d'un siphon axial appartenant au stipe - montre les diverticules développés du côté externe et de plus en plus réduits. La portion libre du siphon, dichotomique mais sans utricules dissymétriques, qui participe à la constitution du capitule proprement dit est totalement entouré d'un cortex carbonaté rejoignant la partie externe de la calcification du stipe (observée en C). Cette cortication présente une constriction à chaque «ramification». (Au voisinage de l'apex, la cortication a été supprimée, mettant en évidence la partie organique sous-jacente). x 6.

Dessins A. Couté.

Source : MNHN, Paris

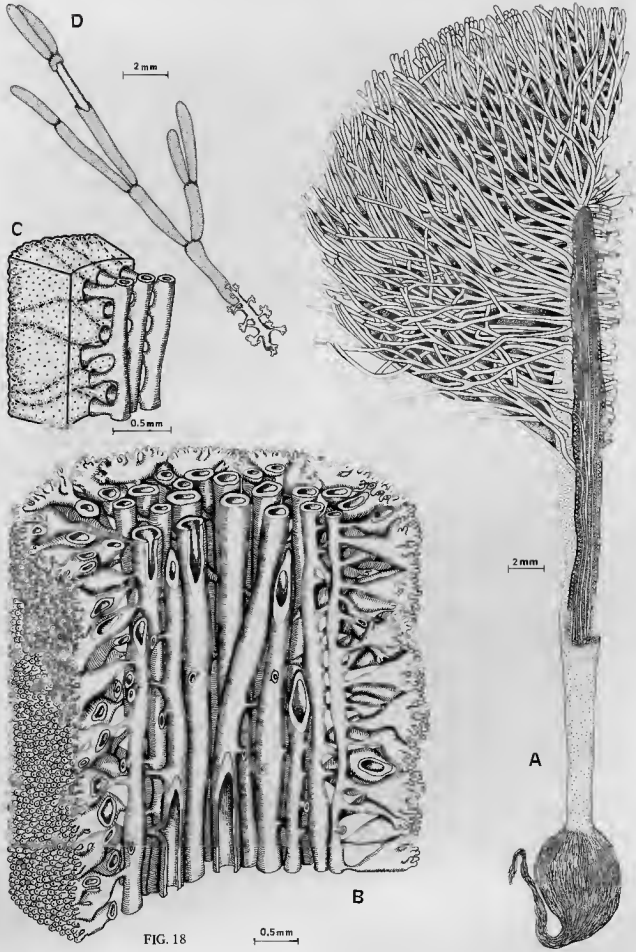


FIG. 18

Source : MNHN, Paris

- la plus répandue, constante dans toutes les parties de l'algue, est la structure nanogrenue constituée par des nanograins anhédraux, subsphériques, de 0,2 μm environ, plus ou moins serrés (ph. C, pl. 45 contre ph. D, pl. 42). Elle constitue un véritable cortex autour de chaque siphon, au contact de la paroi du syncytium, aussi bien au niveau du stipe (ph. B, D, pl. 41) où elle est épaisse de 5 à 20 μm qu'autour des filaments (ph. A, B, C, pl. 45) où son épaisseur varie de 1 à 8 μm;

- la deuxième nanostructure, classiquement connue, est celle en «aiguilles» ou «bâtonnets» subhédraux ou euhédraux de 2 à 5 μm de long sur 0,3-0,6 μm d'épaisseur. Ces nanocristaux sont statistiquement radiaires au cortex nanogrenu qui vient d'être décrit et qui leur sert, à l'évidence, de support pour se développer (ph. C, D, E, F, pl. 41). Cette structure n'existe qu'au niveau du stipe dans les espaces entre utricules (figs. 18 C 19; ph. B, C, pl. 41); une variante où la taille des bâtonnets anhédraux d'aragonite ne dépasse pas le micron et 0,2 μm d'épaisseur (ph. E, pl. 43) s'intercale dans des espaces plus étroits de la calcification stratifiée autour du prolongement du stipe servant d'axe au capitule (ph. C, D, E, pl. 43).

Deux autres nanostructures sont à rapprocher de la structure nanogrenue :

- l'une où la morphologie des grains est légèrement allongée (ph. F, pl. 43; ph. D, pl. 44); elle rappelle celle observée par Marszalek (1971; ph. 5 et 7) mais il ne s'agit pas des nanocristaux en «aiguilles» ou « bâtonnets» classiques; elle semble se limiter autour des filaments de certaines espèces de *Penicillus* ou autour du prolongement du stipe dans le capitule;

- l'autre tendant à la coalescence (ph. F, G, pl. 42; ph. B, C, pl. 45); elle est fréquente à la surface externe de la calcification quelle que soit la région de l'algue et peut être observée aussi au sein même du cortex autour des siphons.

Finalement, la nanostructure en «aiguilles» ou en bâtonnets est surtout limitée au stipe, encore y représente-t-elle moins de la moitié de sa calcification.

d) Différences entre la calcification du stipe et celle des filaments du capitule.

1. - Les formes de précipitation dans le stipe et leurs rapports entre elles (fig. 19).

- au contact des parois du syncytium, le cortex est nanogrenu ou tend à la coalescence,
- dans les espaces intersyncytiaux précipitent des baguettes et «aiguilles» d'orientation radiaire,

PLANCHE 41

Coupe de la zone calcifiée au niveau du stipe de *Penicillus dumetosus* (provenance : Baie de Floride)

A : Bord du stipe montrant les diverticules latéraux des siphons axiaux (à la fois en vue externe et en coupe), ainsi que l'encroûtement calcaire. Photo à rapprocher des figures 18 C et 19. Localisation (B) de la photo suivante. Échantillon lyophilisé, cassure fraîche. x 180.

B : Détail de la photo précédente montrant une coupe de siphon vidé du cytoplasme mais avec la paroi fine du syncytium encore en place et surtout son manchon aragonitique épais de 10 μm environ à la surface duquel se situent des nanocristaux allongés. Même préparation. x 450.

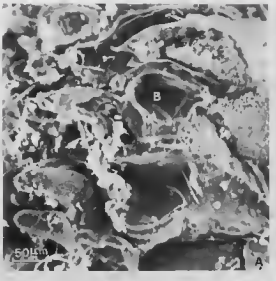
C : Coupe de la même bordure calcifiée du stipe montrant deux sections d'utricules dont l'un est encore rempli de chloroplastes; la calcification a une structure nanogrenue tendant à être coalescente; à la surface du manchon ainsi constitué se trouvent des nanocristaux allongés d'orientation statistiquement normale. Les nanocristaux «en aiguilles» classiquement admis comme source sédimentaire représentent seulement 30 à 50% de la phase aragonitique dans le stipe. Même préparation. x 900.

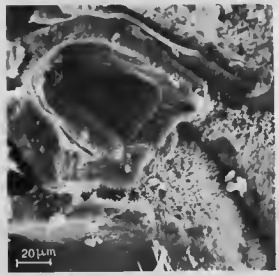
D : Détail de la calcification montrant, au contact de la paroi des utricules (Si.), le cortex à structure nanogrenue ou tendant à être coalescente (c); à la surface de ce cortex, des nanocristaux allongés «en aiguilles», de 2 à 5 μm sur 0,3 à 0,6 μm, remplissent les intervalles entre cortex quand les utricules sont proches l'un de l'autre. Ces nanocristaux ont une orientation normale (r). Même préparation. x 1800.

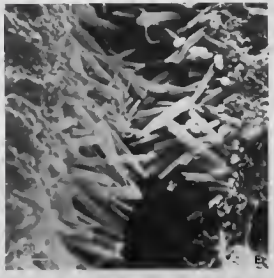
E, F : Vue en coupe (E) et en surface (F) de l'intérieur des espaces entre siphons montrant les nanocristaux euhédraux ou subhédraux; situés à la surface des cortex coalescents, ils tapissent l'intérieur de ces espaces (F) ou les comblent quand ils sont plus petits (E). x 4500.

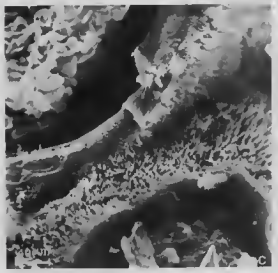
(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

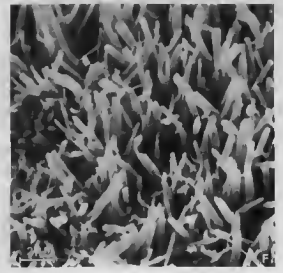
Source : MNHN, Paris











BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

PLANCHE 42

Nanostructure de la phase carbonatée de *Penicillus dumetosus* à la limite du stipe et de la base des filaments (provenance : Baie de Floride)

A : Limite stipe-filament libre du capitule : un siphon montre ses ramifications caractéristiques (utricules) au niveau du stipe (ou de son prolongement comme axe du capitule); puis il s'élargit au moment où il devient libre, participant à la constitution du capitule. Photo à rapprocher de la figure 18 D. x 45.

B : Détail de la photo précédente montrant les nombreuses digitations ou papilles d'un utricule. x 150.

C : Détail d'une papille (typique de l'espèce). x 1500.

D : Surface de la papille précédente montrant la structure nanogrenue de la phase aragonitique, à nanograins subsphériques plus ou moins serrés, de 0,2 μm environ. x 15000.

E : Base élargie de la partie libre du siphon participant au capitule. (Détail de la photo A). x 90.

F, G : Surface du cortex aragonitique de ce filament siphoné montrant des sortes de lamelles tangentielles qui semblent découler d'une structure nanogrenue tendant à la coalescence. x 4000 et 8000.

PLANCHE 43

Nanostructure de la calcification de *Penicillus dumetosus* sur le prolongement du stipe servant d'axe au capitule

A : Partie d'un siphon (avec ses utricules) prélevé sur le bord externe de l'axe du capitule (en fait prolongement du stipe) avant son individualisation en filament libre : comme dans la zone extérieure du stipe, le siphon présente une calcification mais elle est moins importante. Observation à rapprocher des ph. A, B, planche précédente. Localisation (B) de la photo suivante. x 15.

B : Écorché de la surface externe du cortex calcifié d'un siphon et de ses ramifications dans sa partie intermédiaire entre celle du stipe et celle des filaments individualisés. Localisation (C et D) des photos suivantes. x 1500.

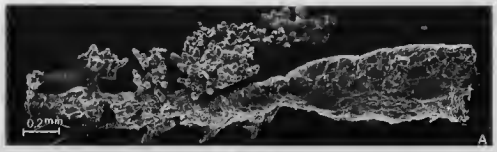
C, D : A la faveur des cassures et d'arrachements, le cortex calcifié montre qu'il est constitué de deux zones de structures distinctes :
- l'une au contact de la paroi (p) du siphon est vaguement nanogrenue à la base (flèche sur photo D) mais principalement constituée par des nanocristaux allongés, statistiquement perpendiculaires à la paroi; son épaisseur est de l'ordre de 2 μm;
- l'autre externe, apparemment séparée de la première par un espace étroit où peuvent croître les nanocristaux allongés, a une nanostructure qui tend à la coalescence, surtout sur la surface externe; son épaisseur est de l'ordre d'1 μm. x 4000.

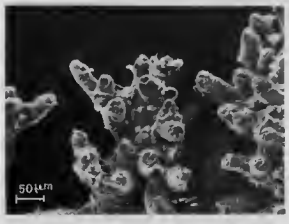
E : Détail de la zone interne du cortex montrant une nanostructure à baguettes anhédrales de 0,2 μm sur environ 1 μm (extrémité inférieure rarement visible), d'orientation statistiquement normale à la surface de la paroi du siphon et croissant (d'après photo D) sur une mince couche nanogrenue. x 8000.

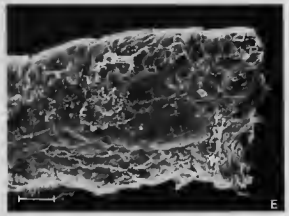
F : Détail de la zone externe du cortex montrant sous la surface à nanostructure coalescente des nanograins subsphériques ou légèrement allongés de 0,1-0,2 μm et présentant à sa face inférieure des baguettes anhédrales de 0,2 μm sur 1 μm qui lui sont obliques ou perpendiculaires. x 16000.

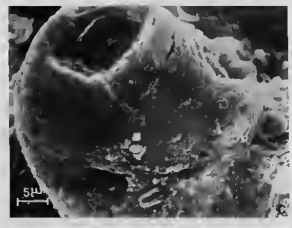
(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

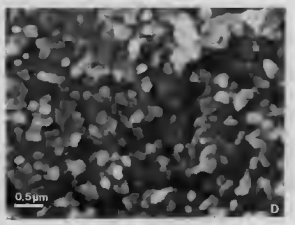
Source : MNHN, Paris





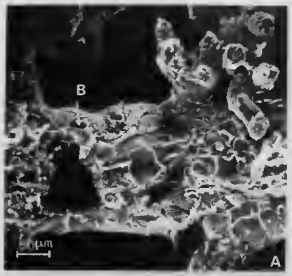


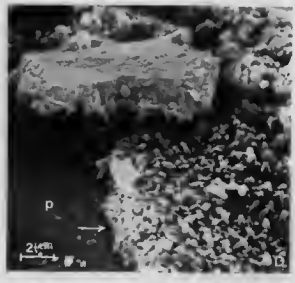


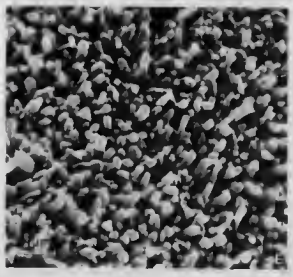


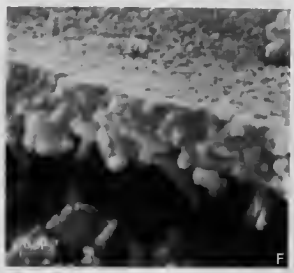
BIBLIOTHÈQUE MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

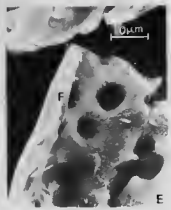


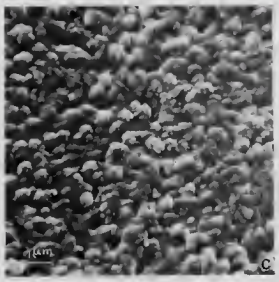


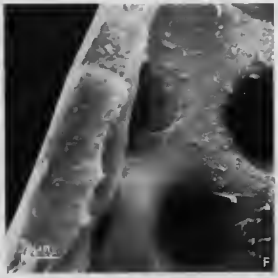


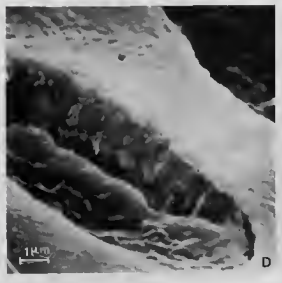


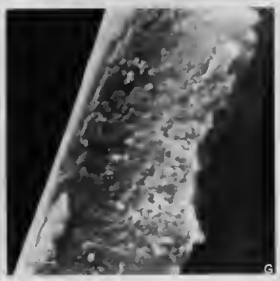
Source : MNHN, Paris





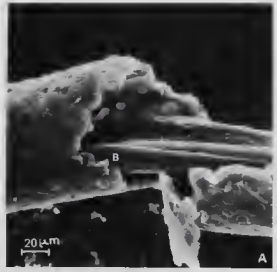


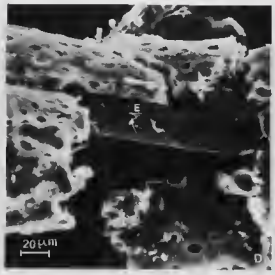


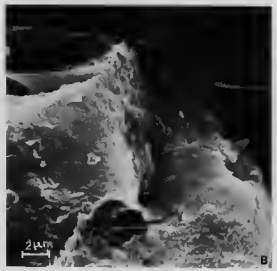


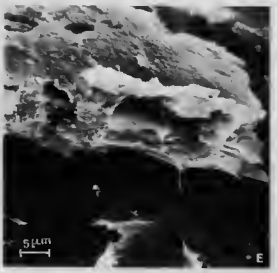
BIBL. DU MUSEUM PARIS

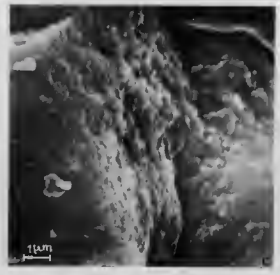
Source : MNHN, Paris

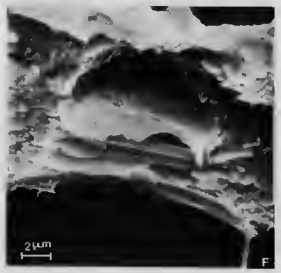












Source : MNHN, Paris

PLANCHE 44

1) Nanostructure des filaments du capitule du genre *Penicillus*

A : Vue d'ensemble des filaments de *P. dumetosus* (provenant de la Baie de Floride). x 40.

B : Détail du filament du capitule d'un autre *Penicillus* (*P. capitatus*) de la Baie de Floride, montrant une dichotomie du siphon et les pores bien marqués de son manchon aragonitique. x 200.

C : Surface d'un filament de *P. dumetosus* (Baie de Floride) montrant la structure nanogrenue de la phase aragonitique à nanograins subsphériques de 0,1 à 0,6 μm. M.E.B., x 8500.

D : Surface d'un filament de *P. dumetosus* (Martinique) au cortex aragonitique relativement fin et fragile et coupe de ce cortex au niveau d'un pore; sous la surface de nanostructure coalescente se trouvent des nanograins légèrement allongés de 0,1 à 0,3 μm; ils sont serrés, forment des faisceaux plus grands mais il ne s'agit pas de nanocristaux nettement «en aiguilles» comme au niveau des utricules de la base des filaments. x 7500.

2) Nanostructure de la calcification des filaments de *Rhipocephalus*

E : Fragment d'un cortex de filament de *Rhipocephalus sp.* (Baie de Floride) laissant voir à la fois l'intérieur et la coupe de ce cortex. Au niveau des pores, la calcification est totalement absente et seuls peuvent subsister des feuillets de matière organique (cf. flèche) comme chez *Penicillus* (cf. planches suivantes). Localisation (F) des photos suivantes. x 1000.

F, G : Détail de la coupe du cortex mettant en évidence son épaisseur (10 à 12 μm) et sa structure nanogrenue (à nanograins de 0,1 μm environ) qui tend à être coalescente sur la surface extérieure. x 3700, x 8500.

PLANCHE 45

Nanostructure du cortex calcifié des filaments de *Penicillus capitatus* (= *mediterraneus*)

A : Surface et cassure du cortex d'un filament du capitule de *P. capitatus* (baie de Villefranche) montrant au centre le siphon et, autour, le cortex aragonitique à nombreux pores. Localisation (B) des photos suivantes. x 360.

B, C : Section du cortex aragonitique d'environ 8 μm d'épaisseur, de structure nanogrenue ou tendant à être coalescente et qui s'avère stratifiée parallèlement au siphon. x 3500, x 7000.

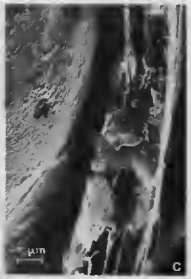
D : Surface et cassure du cortex d'un filament identique de *P. capitatus* (Guadeloupe) mettant en évidence le siphon central et le cortex aragonitique. Localisation (E) des photos suivantes. x 400.

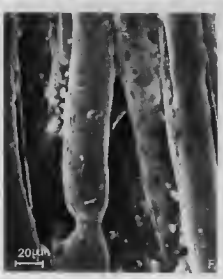
E : Section du cortex aragonitique laissant voir un aspect feuilleté parallèle à la surface. x 1600.

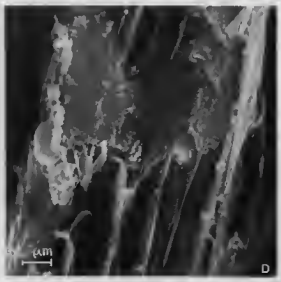
F : Section du même cortex au niveau d'un pore montrant de la matière organique en feuillet sans calcification. Cette matière organique est interprétée comme étant le mucilage ici desséché (sauf la couche supérieure qui est probablement un artefact de métallisation). Latéralement au pore (à gauche), la phase aragonitique présente une structure nanogrenue ou tend à être coalescente et est également plus ou moins stratifiée. (Cf. une structure analogue en cours d'organisation chez *Espera*, planche suivante, photos C et D). x 4000.

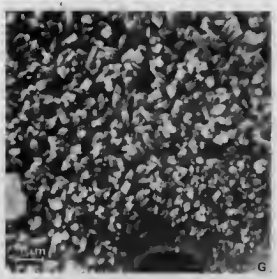
(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

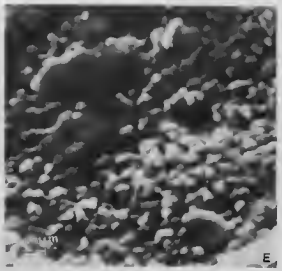
Source : MNHN, Paris











BIBL DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

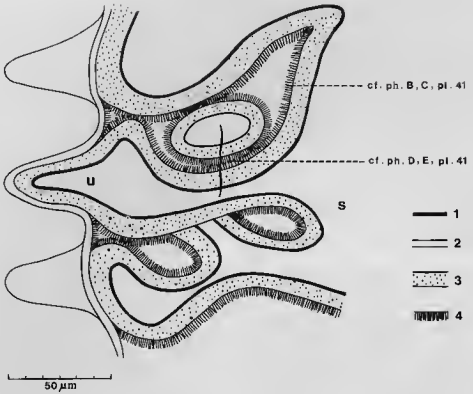


Fig. 19 : Schéma du bord externe du stipe montrant la relation entre les diverses nanostructures de la calcification (x 600). 1 : paroi du syncytium; 2 : nanostructure tendant à la coalescence; 3 : structure nanogrenue; 4 : nanostructure à «aiguilles» ou bâtonnets statistiquement radiaires; u : utricule; s : siphon.

PLANCHE 46

1) Structure et nanostructure du cortex des filaments de *Espera mediterranea*
(stade juvénile de *Penicillus capitatus* (*fo. mediterranea*) montrant l'évolution de la calcification d'un *Penicillus*

A : Extrémités de filaments non ou très peu calcifiés de *Espera mediterranea* (provenant de la Baie de Villefranche). x 70.

B : Filaments de *E. mediterranea* en voie de calcification (même provenance). Localisation des observations C et E. x 140.

C : Coupe d'un filament en voie de calcification où existe une trame organique apparemment stratifiée et interprétée comme des couches successives de mucilage ici desséché. On peut voir le début de la précipitation d'aragonite entre les feuillets. x 1400.

D : Détail de la photo précédente montrant la localisation de la précipitation et le rapport de support à supporté entre la phase organique et la phase aragonitique. x 4000. *(Photos C et D à rapprocher des photos E et F de la planche précédente).*

E : Détail de la photo précédente mettant en évidence la structure nanogrenue de la phase aragonitique où les nanograins subsphériques ont en moyenne 0,15 µm. x 15000.

2) Structure et nanostructure de la calcification des filaments d'*Udotea*

F : Vue d'ensemble des filaments siphonés juxtaposés constituant la fronde d'*Udotea cyathiformis* (Antilles). Comme chez le genre *Penicillus*, les filaments sont entourés d'un cortex aragonitique présentant de nombreux pores et des constrictions au niveau des dichotomies. x 350.

G : Surface d'un filament d'*Udotea* avec une nanostructure constituée par des nanocristaux allongés de 0,5 -1 µm sur 0,1 -0,2 µm, le plus souvent subhédraux et d'orientation tendant à être normale à la surface. Cette nanostructure représente le début du développement de la nanostructure en aiguilles remplissant les espaces intersyncytiaux. x 7000.

(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

Source : MNHN, Paris

- complètement à l'extérieur, au sein ou au contact d'un mucus toujours présent, la calcification tend à être coalescente ou bien elle est nanogrenue.

2) Mise en évidence d'autres caractères dans le cortex des filaments du capitule observés au M.E.B.

- Examinés en section à la faveur d'une cassure fraîche, les manchons calcifiés nanogrenus (ou tendant à la coalescence) des filaments du capitule de *Penicillus* montrent une fine stratification parallèle au siphon (ph. B, C, pl. 45).

- Au niveau des pores non calcifiés sont observables des feuillets parallèles de matière organique (ph. E, F, pl. 45).

- Sur des stades jeunes de *Penicillus capitatus* (fo. *Espera* : ph. A, B, pl. 46) ces feuillets organiques apparaissent constants et sont le siège de la précipitation d'aragonite, sauf au niveau des pores (ph. C, D, pl. 46).

- Comme cela a été maintes fois noté pour les sédiments décrits dans les chapitres précédents, la structure de l'aragonite au contact de la matière organique est nanogrenue (ph. F, pl. 45; ph. D, pl. 46), ici les nanograins ayant entre 0,1 et 0,2 μm en moyenne (ph. E, pl. 46) sont bien individualisés ou tendent à la coalescence.

3) Précipitation extrasyncytiale ou intrasyncytiale ?

L'interprétation des feuillets organiques décrits précédemment, entre lesquels s'interstratifie l'aragonite nanogrenue, est différente selon les auteurs. Boehm et al. (1978) les ont vus également dans les calcifications des filaments de *Penicillus* et de *Rhipocephalus* et les interprètent comme des couches différenciées de la paroi «cellulaire» qui n'existeraient pas au niveau des pores (*opus* cité p. 487). Il semble pourtant que ces feuillets existent à l'emplacement des pores d'après les observations rapportées ici (ph. E, pl. 44; ph. E, F, pl. 45). Compte tenu de la présence quasi constante de mucus à la surface des algues vivantes, ces feuillets organiques sont interprétés ici comme des voiles de mucus postérieurement desséchés.

De ce fait, les interprétations sur la localisation fine du carbonate sont différentes.

Pour Boehm et al. la calcification est «intercellulaire» (p. 491) dans le stipe et serait opposée à celle «intracellulaire» des filaments du capitule. D'après le présent travail, la calcification apparaît toujours extérieure au syncytium et revêt deux formes : l'une intervient au contact de la paroi (nanogrenue ou tendant à la coalescence),

PLANCHE 47

Structure et nanostructure du squelette de *Pedobesia lamourouxii* :
autre exemple de Chlorophycée syncytiale à test aragonitique

A : Phase minérale du thalle de *Pedobesia lamourouxii*; vue d'ensemble après lavage à l'eau de Javel et l'eau distillée. x 180.

B : Vue de la face supérieure du squelette montrant la morphologie et la disposition en quinconce des pores de la lame supérieure ainsi que le mode de croissance de son bord épais et arrondi. x 1800.

C : Observation du bord du squelette par sa face inférieure. Cette photo montre au premier plan la lame inférieure dont le bord est en retrait par rapport à celui de la lame supérieure. En même temps cette disposition permet de voir le début de la croissance des piliers sur la face interne de la lame supérieure. x 1800.

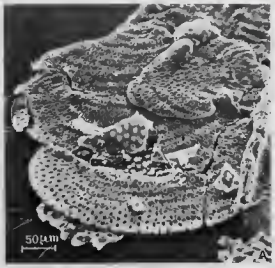
D : Coupe du squelette montrant la lame supérieure avec les pores, la lame inférieure plus mince et les piliers qui les relient. x 1400.

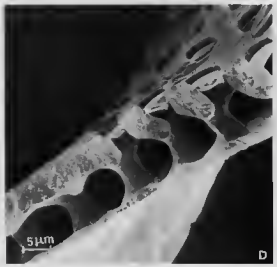
E. : Détail de la coupe précédente montrant les piliers situés en avant de chaque pore (par rapport au bord de la lame) et rejoignant la lame inférieure à l'aplomb du pore. La membrane qui semble obturer les pores est un artefact; il s'agit de la pellicule d'or-palladium (anormalement épaisse) nécessaire à l'observation des échantillons non conducteurs au microscope électronique à balayage. x 4000.

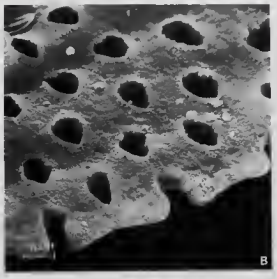
F : Cassure du test au niveau de la lame supérieure et du sommet d'un pilier montrant la structure nanogrenue, compacte, où les nanograins subsphériques ont en moyenne 0,2 μm. x 16000.

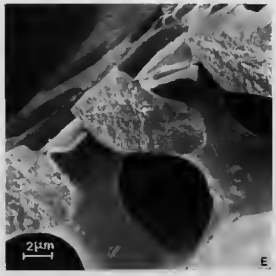
(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

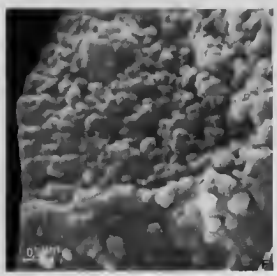
Source : MNHN, Paris





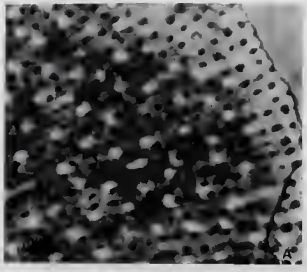


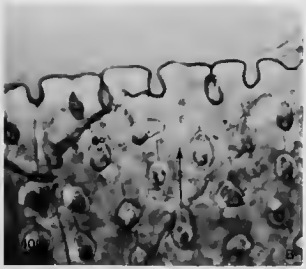


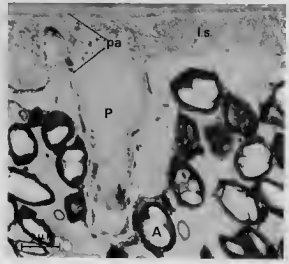


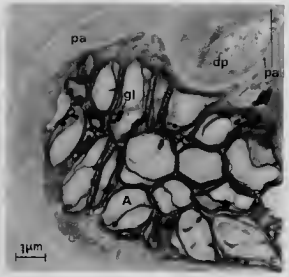
BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris









Source : MNHN, Paris

également au sein d'un mucus, et existe aussi bien au niveau du stipe qu'autour des filaments du capitule; l'autre (à baguettes ou aiguilles de 2-5 μm) précipite en plus dans les espaces entre utricules dans la partie externe du stipe.

C. LE GENRE *PEDOBESIA* (EX *DERBESIA*)

La plus grande des espèces de *Derbesia*, très répandue dans la Méditerranée - *D. lamourouxii* Solier - a fait l'objet de cultures à partir de ses spores stéphanocontées (Feldmann et Codomier, 1974). Ces cultures ont «abouti à la formation d'un thalle discoïde calcifié, entièrement différent de tout ce qui était connu jusqu'ici chez les Chlorophycées» (id.). Un mode de développement très comparable a été également observé chez une espèce australienne par Mac Raild et Womersley (1974) : *Derbesia clavaeformis* (J. Ag.) De Toni, voisine mais nettement distincte de *D. lamourouxii*. L'existence d'un disque calcifié très particulier dans le cycle de ces algues et pouvant atteindre 1 à 2 cm de diamètre, a conduit les divers auteurs à proposer la création d'un genre nouveau : *Pedobesia*. L'originalité de son squelette aragonitique a justifié une étude approfondie (Feldmann, Loreau et al., 1975) dont les principaux résultats sont rapportés ici.

a) Description du squelette de *Pedobesia* et évolution morphologique en cours de croissance.

1. - En microscopie photonique, le squelette calcaire des disques de *P. lamourouxii* apparaît constitué de deux lames reliées par des piliers. La lame supérieure présente des pores disposés en quinconce comme les piliers. Deux formes distinctes ont été observées (ph. A et B, pl. 48).

La calcification des thalles obtenus en culture (ph. A, pl. 48) comporte un réseau de pores plus dense que celui des piliers (environ 3 pores pour 1 pilier). Cette disposition correspond à celle décrite chez le *P. clavaeformis* (Mac Raild et Womersley, 1974). Elle est appelée ici forme A.

Dans les thalles plus développés prélevés sur les parois des aquariums de Monaco et Banyuls sur Mer, le nombre des piliers est le même que celui des pores. En microscope photonique, les deux réseaux se superposent curieusement (ph. B, pl. 48) et, en faisant varier la mise au point, les piliers semblent se situer dans le prolongement des pores. Ce deuxième type est appelé forme B.

2. - L'étude au M.E.B. a été effectuée sur des fragments de thalles traités à l'hypochlorite de soude et lavés à l'eau distillée (pl. 47). Un grand nombre de micrographies a permis de construire un diagramme (fig. 20) de l'ensemble du squelette (forme B). La planche 47, la figure 20 et leur légende rendent compte de sa structure complexe et réticulée.

PLANCHE 48

Morphologie et localisation du squelette de *Pedobesia lamourouxii* par rapport à la paroi syncytiale

A : Vue de dessus d'un thalle calcifié avec de petits pores (1,2 μm) en nombre supérieur à celui des piliers : squelette de forme A. En blanc, les piliers (distants les uns des autres de 7,5 à 13,5 μm, en moyenne 10,5 μm); en noir les pores (distants de 4 à 6 μm). Microscopie photonique, x 900.

B : Vue de dessus d'un thalle calcifié avec de grands pores (10 μm sur 6 μm) en nombre égal à celui des piliers : squelette de forme B. Sur les deux photos, les flèches indiquent la direction de la croissance. Microscopie photonique. x 900.

C, D, E : Localisation du squelette calcaire dans la paroi glucidique. Microscopie électronique à transmission. Coupes non décalcifiées. *(A : amidon; bt : pore en boutonnière; dp : début de pilier; gl : globule lipidique; l.s. : lame supérieure; p : pilier; pa : paroi syncytiale glucidique.)*

C : Coupe radiale de thalle calcifié au niveau d'un pilier et d'un pore. x 11000.

D : Coupe radiale un peu oblique montrant le départ d'un pilier et sa paroi. x 5000.

E : Marge du thalle montrant le début de formation d'un pilier par dépôt de calcaire (dp) dans la paroi (pa). x 8000.

Source : MNHN, Paris

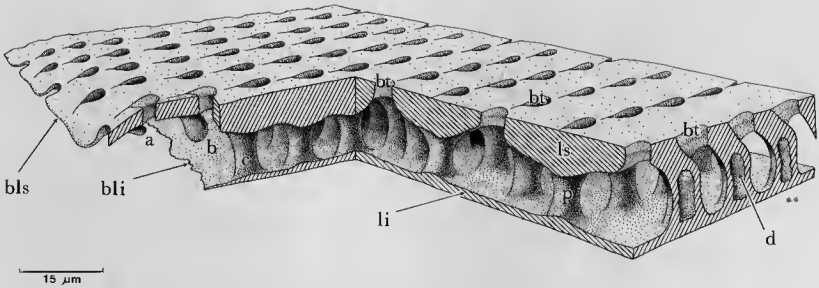


Fig. 20 : Test de *Pedobesia lamourouxii*, forme B.

Diagramme schématique montrant l'architecture du squelette constitué de deux lames : la supérieure (ls) à pores en boutonnière (bt) disposés en quinconce, épaisse de 4-5 µm et l'inférieure (li) sans boutonnière, plus mince (environ 1 µm), reliées par des piliers (p) de 4-5 µm de diamètre s'élargissant au niveau de leur soudure avec les lames. Ces piliers sont creux (d), situés en avant de chaque pore mais inclinés vers l'arrière de telle sorte que la majorité du pilier se trouve à l'aplomb du pore qui le précède. C'est également ce que montrent des coupes transversales en microscopie électronique à transmission (ph. C, pl. 48). Sur le bord en voie de croissance, la lame inférieure (bli) se trouve en retrait par rapport à la lame supérieure (bls). Les piliers prennent naissance sous la lame, juste après la formation de chaque pore et rejoignent la face inférieure (a, b, c). (x 1500 environ).

Source : MNHN, Paris

Le rapport entre le forme A et la forme B n'est pas clairement établi, il semble que la forme A toujours observée à la suite du développement des spores soit un stade jeune et la forme B apparaîtrait plus tardivement. Il pourrait s'agir aussi de différenciation de croissance dépendant des conditions de milieu.

b) Localisation de la calcification au microscope électronique à transmission.

Au lieu d'être extérieur à la paroi glucidique du syncytium comme chez les autres Chlorophycées, le squelette de *Pedobesia* est localisé au sein même de la paroi syncytiale, comme le montrent les photos C, D, E, pl. 48.

c) Nanostructure du test aragonitique de *Pedobesia*.

Sur des cassures fraîches, les observations au microscope électronique à balayage montrent toujours une structure nanogrenue (ph. F, pl. 47) c'est-à-dire un assemblage compact de nanograins subsphériques ayant en moyenne 0,15-0,20 μm, parfois regroupés en grains plus grands de 0,5-0,6 μm.

III. - COMPARAISON DES NANOSTRUCTURES D'ALGUES ET DE SÉDIMENTS ARAGONITIQUES

A. RECHERCHE DES CRITÈRES DE LA COMPARAISON

a) Inventaire des caractères relevés pour l'ensemble des différentes nanostructures.

1. - Les morphologies des particules élémentaires.

Les particules élémentaires aragonitiques les plus connues sont des **bâtonnets ou baguettes de morphologie anhédrale** (cylindrique) ou **subhédrale** (ph. C, D, pl. 1; ph. D, F, pl. 11; ph. A, pl. 40, etc...), plus rarement **euhédrale** (par exemple ph. G, pl. 18, ph. F, pl. 41). Elles ont le plus souvent été décrites et nommées «aiguilles» - «needles» des auteurs anglo-saxons -; exceptionnellement certaines sont en effet effilées, pointues (ph. E, pl. 1; ph. C, pl. 40).

Les **nanograins** constituent une autre morphologie très répandue, peu ou non signalée jusqu'ici.

La **taille** et, pour les particules allongées, le **rapport l/e (longueur/épaisseur** correspondant aux dimensions les plus fréquentes) permettent de préciser objectivement ces morphologies.

2. - Le tassement de ces particules définit les **nanostructures punctiques** (voir lexique) **serrées** (id.) ou **tendant à la coalescence** (respectivement p, s et c sur tableau 11).

3. - L'orientation des «aiguilles» ou bâtonnets aragonitiques, par rapport à la surface de l'algue ou d'un dépôt sédimentaire peut être **statistiquement tangentielle** (ph. D, F, pl. 11; ph. A, B, pl. 40), **statistiquement radiaire** c'est-à-dire perpendiculaire à leur support (voir lexique et ph. E, pl. 15; ph. E, pl. 23; ph. B, C, pl. 39) ou **au hasard**; (respectivement st. tang., radiaire, hasard sur tableau 11).

4. - Deux variations importantes ont également été observées :

- le **regroupement (apparent)** des «aiguilles» ou bâtonnets **en faisceaux** de quelques microns (ph. E, pl. 39) qui se révèlent en majorité être des **micro- (ou nano-) cristaux mâclés** (cf. chapitre VI).
- la **fragmentation** des particules allongées et leur aspect très émoussé.

5. - Pour mémoire, il faut rappeler ce qui est présent exclusivement dans les boues (débris bioclastiques, éléments non déterminables, argiles et petits quartz : cf. chap. I, p. 42-48 et tableau 6 c). Sont également pris en compte ce qui n'est pas minéral (mucus, matière organique reconnaissable) et des arrangements particuliers liés aux relations de support à supporté entre la phase organique et l'aragonite (ph. E, F, pl. 45; ph. D, pl. 46).

Source : MNHN, Paris

Espèce	Provenance	Caractères de la nanostructure										
		"Aiguilles" ou baguettes									Nanograins	
		tassement	morphologie de détail (an-) sub-)hédrale ou -)	taille (en µm) 0 10	rapport $\frac{l}{e}$	Orientation par rapport à la surface	Orientation par rapport aux filaments assimilateurs (chez les Algues)	regroupement apparent en faisceaux ou nanomâcles	tassement	taille (en 0,1 µm) 0 1	localisation
L. valida	Porto Rico	p. à s.	anhédrale		10	st. tang.	radiaire parfois hasard				non observés
	Bermudes	p. à s.	an- parfois subhédrale		10	st. tang.	id.				non observés
L. pinnata	Baie Floride	p. à s.	an- à sub- parfois effilée et pointue		10	st. tang. (au hasard au début de calcification)	radiaire		c		surface
	Campêche	p.	an- à euhédrale		13 à 20	surtout hasard		oui			non observés
P. dumetosus	Martinique										
stipe		p.	sub- à eu-		8		radiaire		s. à c.		contact paroi syncytium
filaments du capitule									s. à c.	(parfois légèrement allongés)	
Oolithes tangentielles	△ Abu Dhabi		an- à sub-		5	st. tang.			s.		lamines intercalées

Figuration de la taille : intervalle total ; mode ; intervalle pour 80 %

Tableau 11 : Extrait des fiches d'analyse des nanostructures en vue de leur comparaison (abréviations expliquées dans le texte).

Source : MNHN, Paris

Tous ces caractères généraux relevés au cours de l'étude des nanostructures, quel que soit l'échantillon, sont rassemblés sur un tableau et l'analyse espèce par espèce (ou de chaque dépôt sédimentaire) y est alors reportée comme sur l'extrait ci-contre (tableau 11).

b) Choix des caractères significatifs.

L'analyse de détail précédente permet dans un deuxième temps de mettre en évidence des variations saisissables de la morphologie ou du tassement, des limites naturelles de taille, etc...

Les morphologies anhédrale et subhédrale des baguettes d'aragonite varient peu et sont souvent associées : le caractère est retenu globalement (cf. A ci-dessous et sur tableau 12). A l'opposé, le faciès cristallin euhédral, plus rare statistiquement, est intéressant à séparer et à noter dès qu'il est fréquent pour une nanostructure. Il en est de même pour le cas des «aiguilles» véritablement effilées et pointues.

La taille des baguettes, en tenant compte de 80% d'entre elles dans une même nanostructure, se distribue nettement en deux populations : une de 1 à 4 μm, une autre où la taille la plus fréquente est supérieure à 4 μm. Leur rapport longueur/épaisseur se présente selon deux cas :

$5 \leqslant l/e \leqslant 10$

$l/e > 12$ (cette valeur étant retenue pour distinguer de manière significative ce cas du précédent).

Finalement une liste de 15 caractères a été arrêtée :

A. «Aiguilles» émoussées ou baguettes anhédrales à subhédrales

B. Taille de ces baguettes de 1 à 4 μm (pour 80% d'entre elles)

C. Rapport l/e entre 5 et 10 (inclusivement)

D. Orientation statistiquement tangentielle

E. Présence de nanograins (en surface pour les *Liagora*, sans précision particulière pour les autres dépôts)

F. Test ou dépôt entièrement nanogrenu

G. Nanostructure tendant à la coalescence

H. Apparent regroupement des baguettes en faisceaux ou nanomâcles

I. Orientation au hasard

J. Orientation radiaire

K. Taille la plus fréquente supérieure à 4 μm

L. Rapport l/e des baguettes supérieur à 12

M. Morphologie euhédrale

N. Morphologie «en aiguilles» effilées

O. Apparente fragmentation des particules allongées

(cf. A à O sur tableau 12).

c) Tableau des caractères présents pour chaque dépôt aragonitique.

Le tableau 12 à deux entrées regroupe les échantillons à comparer et les caractères ordonnés précédemment, notés présents (+) ou non.

Chaque espèce ou dépôt se trouve défini par la présence d'un certain nombre de caractères.

Le nombre de caractères et leur position dans la matrice (d'ailleurs prête pour le traitement informatique) permettent une comparaison rapide (qui pourrait être éventuellement aidée par l'ordinateur si la quantité d'échantillons le justifiait).

Source : MNHN, Paris

Tableau 12 : Comparaison des nanostructures d'algues et de dépôts aragonitiques

		A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O
Rhodophycées :	1 a	+	+	+	+						+					
	1 b	+	+	+	+						+					
	2	+	+	+	+						+					
	3 a	+	+		+								+		+	
	3 b	+	+		+				+				+		+	
	4 a	+		+	+	+					+				+	
	4 b	+							+	+		+	+	+	+	
	5	+	+	+	+						+					+
	6 a	+	+	+	+						+				+	+
	6 b	+	+	+	+				+						+	
	7	+		+		+			+	+		+				+
	8	+	+	+	+											
	9	+	+	+	+				+							
	10	+	+	+	+	+										
	11	+	+	+	+	+										
	12	+	+	+		+				+						
	13					+	+									
	14						+	+								
	15						+									
Chlorophycées :	16 a (capitule)						+	+								
	16 b (capitule)						+	+								
	17 a (stipe)	+	+	+		+		+			+			+		
	17 a (capitule)						+									
	17 b (stipe)	+	+	+		+		+			+			+		
	17 b (capitule)						+	+								
	17 c (stipe)	+	+	+		+		+			+			+		
	17 c (capitule)						+									

Source : MNHN, Paris

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O
18 a (stipe)	+	+	+		+		+			+			+		
18 a (capitule)						+	+								
18 b (stipe)	+	+	+		+		+			+			+	+	
18 b (capitule)						+	+ (lamelles)								
19 (capitule)						+									
20	+				+					+					
21						+									
22						+	+								
Boue grand Banc Bahamas	+	+	+						+						
Boue lagunes Golfe Persique	+	+	+						+						
Boue Baie de Floride	+	+	+		+		+		+						
Remplissage microperforations			+						+	+	+		+	+	
Oolithes tangentielles	+	+	+	+	+										
Oolithes micritiques						+									
Pélagosite, cf. pl. 28						+	+								
id. , cf. pl. 26		+				+	+ (lamelles)								

Tableau 12 : Comparaison des nanostructures d'algues et de dépôts aragonitiques

B. RÉSULTATS PRINCIPAUX DE LA COMPARAISON DES NANOSTRUCTURES

a) Comparaison des nanostructures de la calcification de divers *Liagora* et de celles d'autres Rhodophycées aragonitiques.

1. - Rares distinctions spécifiques et généralisation des «aiguilles» ou baguettes d'aragonite.

Douze sur treize des *Liagora* étudiés ont un test constitué par des baguettes anhédrales à subhédrales : ce caractère ne permet donc pas de les distinguer sauf du *L. cladonioïdes* et des *Galaxaura rugosa* et *cylindrica* ayant une structure nanogrenue (ph. F, pl. 39; ph. F, pl. 40).

Chez dix espèces, ces baguettes ont une taille la plus fréquente comprise entre 1 et 4 μm, un rapport l/e $\simeq$ 10 (plus largement entre 5 et 10) et une orientation statistiquement tangentielle à la surface du test; c'est-à-dire que les calcifications de *L. valida, cenomyce, farinosa, pinnata, tetrasporifera, viscida, distenta, japonica, subarticulata, decussata* n'ont pas une nanostructure spécifique (par exemple : ph. C, pl. 39; ph. A, B, pl. 40). On peut espérer distinguer certains échantillons de *L. farinosa, pinnata, viscida* et plus rarement *japonica* parmi les autres grâce au regroupement apparent des baguettes en faisceaux (ph. E, pl. 39) mais ces 4 espèces ont alors les calcifications les plus convergentes. On note aussi que *L. subarticulata* et *decussata* ont une structure nanogrenue en

Source : MNHN, Paris

surface et que *L. farinosa*, *pinnata* et *viscida* ont des particules plus fréquentes en formes d'aiguilles effilées (ph. C, pl. 40). Chez certains *L. farinosa* et *pinnata* le rapport l/e varie entre 13 et 20; c'est-à-dire que les «aiguilles» sont plus fines que les particules des autres espèces.

Chez deux espèces, enfin, l'orientation des particules est au hasard et des nanograins sont présents en surface : *L. harveyana* se différencie cependant de *L. hawaïana* par des baguettes aragonitiques plus grandes que 5 μm et qui se regroupent apparemment en faisceaux; sa nanostructure est alors convergente avec celle de certains *L. pinnata*.

2. - Variations chez la même espèce et effets du milieu.

Alors que des *L. valida* provenant des Bermudes et de Porto Rico présentent des caractères constants d'un lieu à un autre, des *L. pinnata* de la Baie de Floride et du Banc de Campêche diffèrent nettement. Ceux de la Baie de Floride ont la nanostructure la plus banale des *Liagora* : baguettes de 3 à 6 μm (mode à 4 μm), l/e = 10, orientation statistiquement tangentielle, nanograins en surface. Ceux du Banc de Campêche ont des baguettes de 4 à 10 μm (mode entre 5 et 6 μm) ayant un rapport l/e de 13 à 20, une orientation au hasard et un regroupement apparent en faisceaux.

Des variations moins nombreuses existent chez d'autres espèces; les *L. viscida* provenant de Banyuls ont un seul caractère différent de ceux de Collioure : ils ont des baguettes apparemment regroupées en faisceaux, les autres non. C'est exactement la même variation chez *L. farinosa* entre ceux des Bermudes et ceux des Lipari. Il semble donc que l'apparent regroupement en faisceaux (probablement des nanomâcles) ne soit pas spécifique.

D autre part les trois espèces différentes échantillonnées à Banyuls (*L. distenta*, *tetrasporifera* et *viscida*) présentent une fragmentation des baguettes aragonitiques en grains émoussés; cette particularité jointe au faciès euhédral des cristaux ainsi qu'aux faisceaux de baguettes (ou nanomâcles) suggère que des caractères de la calcification des algues sont le résultat d'effet du milieu.

b) Comparaison entre les nanostructures des squelettes de *Liagora* et celles de divers sédiments aragonitiques.

Sauf exception, la nanostructure de la calcification des *Liagora* ne présente pas de caractères spécifiques : un débris dans le sédiment ne peut être déterminé avec certitude; même si ce débris est entièrement de structure nanogrenue comme chez le seul *L. cladonioïdes*, il peut provenir aussi d'autres Rhodophycées (*Galaxaura*) ainsi que de nombreuses Chlorophycées. La ressemblance des particules élémentaires des squelettes de *Liagora* avec celles des boues est plus étroite que le résultat de la désagrégation des Codiacées; rien n'empêche de considérer les *Liagora* parmi les algues productrices de sédiments aragonitiques en «aiguilles» ou bâtonnets. Mais surtout, il est remarquable de noter la plus complète similitude de ces tests algaires avec les cortex oolithiques (cf. ph. A, B, pl. 40 d'une part et ph. D, pl. 11; ph. E, pl. 13; ph. D, pl. 17, ph. D, pl. 19 d'autre part) ou avec les précipités dans des microperforations (cf. ph. C, pl. 40 et ph. E, pl. 1) ou encore avec des encroûtements de type pélagosite (cf. ph. F, pl. 39 et ph. C, pl. 28).

c) Comparaison des nanostructures des tests de diverses Chlorophycées.

Le résultat le plus important est la mise en évidence de la structure nanogrenue chez toutes les Chlorophycées étudiées ici : *Penicillus*, *Rhipocephalus*, *Udotea*, *Acetabularia*, *Pedobesia*. Les nanograins sont soit individualisés et jointifs (ph. D, pl. 42; ph. C, pl. 44; ph. E, pl. 46; ph. F, pl. 47) soit tendant à la coalescence (ph. B, C, D, pl. 41; ph. G, pl. 44; ph. C, pl. 45). Cette nanostructure se situe toujours au contact de la paroi syncytiale (exceptionnellement dans la paroi chez *Pedobesia*) ou dans un mucus externe. Jusqu'à présent la «focalisation» de l'observation sur les seules aiguilles comparables à celles des boues (et que les auteurs tenaient à faire dériver des premières) a laissé de côté cette nanostructure pourtant repérable sur des photos déjà publiées (Marszalek, 1971, cf. figs. 5, 6, 10, 11). Une exception concerne la nanostructure de la calcification d'*Halimeda* qui semble constituée seulement d'«aiguilles» comblant les espaces entre utricules (Wilbur et al., 1969; Marszalek, 1971; Borowitzka, 1977).

Source : MNHN, Paris

Les aiguilles ou bâtonnets subhédraux de 1 à 5 μm (mode vers 3 μm), ayant un rapport l/e entre 5 et 10, existent dans les espaces intersyncytiaux de *Penicillus capitatus*, *P. dumetosus* (ph. E, F, pl. 41), *Rhipocephalus phoenix*, *Udotea cyathiformis* (ph. G, pl. 46). Elles montrent d'abord une orientation normale à la paroi (orientation dite radiaire) et finissent généralement par remplir avec une orientation au hasard les espaces entre utricules (*Penicillus*, *Rhipocephalus*, *Halimeda*) ou entre filaments juxtaposés (constituant la fronde d'*Udotea*). Chez *Penicillus*, *Rhipocephalus*, *Udotea*, elles se développent sur un premier manchon nanogrenu, aussi mince soit-il, entourant le siphon au contact de sa paroi.

Les nanostructures des manchons poreux autour des filaments libres de *Penicillus*, *Espera* (forme juvénile de *Penicillus*) et *Rhipocephalus* se ressemblent étroitement; elles sont constituées par des nanograins interstratifiés avec des feuillets de matière organique (ph. E, pl. 44; ph. E, pl. 45; ph. C, D, pl. 46); allant parfois jusqu'à la coalescence (ph. G, pl. 44; ph. B, C, pl. 45), elles n'en conservent pas moins une vague stratification parallèle aux parois (ph. C, pl. 45).

d) Comparaison entre les calcifications des Codiacées et divers sédiments aragonitiques.

1. - Différence entre la nanostructure des tests de *Penicillus* et celle des boues à «aiguilles». Limite de la contribution sédimentaire des algues Codiacées.

Les auteurs ont fondé leur comparaison sur les seules aiguilles. Or, si elles constituent 90% des boues de lagunes du Golfe Persique, des lagunes d'Andros, du Grand Banc des Bahamas, elles sont loin de constituer la même proportion pour l'ensemble du test de *Penicillus*, le genre le plus fréquent et utilisé dans les récents bilans (Stockmann et al., 1967; Neumann et Land, 1975). On a essayé de préciser ces proportions de deux façons :

– par dosage du $CaCO_3$ de 2 pieds
  - de Baie de Floride : *P. capitatus* : 0,357 g (dont 0,207 g pour le stipe, soit 58%),
  - de Villefranche : *P. mediterraneus* (= *capitatus*) : 0,192 g (dont 0,098 g pour le stipe, soit 51%).

Dans chaque cas les observations au M.E.B. montrent que les «aiguilles» ne dépassent pas 50% de l'aragonite du stipe, soit 29 et 25% de l'aragonite totale qui peut donner du sédiment.

– par estimation des volumes respectifs des nanostructures, connaissant :
  - le nombre, la longueur et le diamètre des filaments du capitule, l'épaisseur de leur manchon aragonitique entièrement nanogrenu,
  - la longueur et le diamètre du stipe, l'épaisseur de la zone calcifiée, la phase aragonitique elle-même ne représentant qu'entre 1/3 et 1/2 de ce volume. Soit V_1 et V_2 les volumes respectifs de calcification du capitule et du stipe. Le pourcentage d'«aiguilles» dans le stipe de *Penicillus* n'étant au plus que de 50%, il est ainsi exprimé par rapport au total (cf. tableau 13) : % d'aiguilles dans le test = $V_2 / 2(V_1 + V_2)$

	Capitule					Stipe				% d'aiguilles dans le test
	Nombre de filaments	Longueur	Diamètre	Epaisseur du manchon	V_1 (en μm^3)	Longueur	Diamètre	Epaisseur de la zone calcifiée	V_2 (en μm^3)	$\frac{V_2}{2(V_1 + V_2)}$
P. capitatus (Baie de Floride)	≈2000	40 mm	≈50 μm	2 μm	5.10^{10}	95 mm	4 mm	200 μm	$15\text{-}22.10^{10}$	37,5 à 40 %
P. dumetosus (Baie de Floride)	≈2000	40 mm	≈50 μm	5 μm	12.10^{10}	30 mm	5 mm	500 μm	$15\text{-}22.10^{10}$	27,5 à 32 %
P. dumetosus (Les Saintes, Guadeloupe)	≈2000	20 mm	≈50 μm	8 μm	5.10^{10}	20 mm	5 mm	500 μm	$10\text{-}15.10^{10}$	33 à 37,5 %

Tableau 13 : Estimation de la proportion d'«aiguilles» ou bâtonnets dans la calcification totale de *Penicillus*.

Source : MNHN, Paris

Compte tenu des erreurs et des cas d'espèce, les *Penicillus* ne peuvent donc fournir au sédiment que 25 à 40% d'aiguilles ou bâtonnets classiques par rapport à l'aragonite totale de leur test : c'est précisément le cas de la composition des boues de Baie de Floride étudiées ici (chap. I, p.) et comportant 20 à 40% de particules de ce type. C'est une confirmation, si besoin était, du bien-fondé des travaux de Stockman et al. (1967) établissant l'origine algaire des boues de cette région. Il est raisonnable de suivre aussi les conclusions identiques de Neumann et Land (1975) relatives aux boues de la Baie d'Abacco (Petit Banc des Bahamas). Ce serait les seuls cas prouvés où les algues contribuent de manière significative à la genèse de sédiments aragonitiques. Les boues et les pellets du Grand Banc des Bahamas comme celles et ceux du Golfe Persique comportant 90% d'«aiguilles» ou bâtonnets ne sont pas concernés. Faute de preuves nouvelles, Cloud (1962) doit être suivi quand il estime à 5% les «aiguilles» d'algues comme source des sédiments du Granc Banc des Bahamas. Quant aux boues et aux pellets du Golfe Persique et aux oolithes en général, leur origine est à chercher dans une autre voie.

2. - Étroite ressemblance des nanostructures de tests algaires et de divers sédiments aragonitiques.

Si la limite de la contribution sédimentaire des algues a pu être établie du fait de différences entre les proportions des particules de morphologies différentes, il n'est pas moins vrai que les tests algaires présentent dans le détail des similitudes rigoureuses

- avec des remplissages de microcavités ou de microperforations : cf. fig. 4 de Marszalek (1971) et ici ph. G, pl. 18,
- avec des ciments : cf. ph. E, pl. 41 et ph. D, pl. 24,
- avec des encroûtements cristallins sous grès de plage : cf. ph. F, pl. 41 et ph. C, pl. 36,
- avec des croûtes de type pélagosite : cf. ph. G, pl. 42 et ph. G, pl. 26, également ph. G, pl. 44 (ou C, pl. 45) et ph. C, pl. 28,
- avec des cortex micritiques d'oolithes : cf. ph. C, pl. 44 (ou E, pl. 46) et ph. E, pl. 11 (ou E, pl. 18).

CONCLUSION

Il a été maintes fois signalé que les particules des calcifications des algues et celles de sédiments (boues, pellets, voire oolithes) étaient comparables par leur morphologie en «aiguilles», leur minéralogie, leur composition chimique. Pour ces raisons, il était admis (sauf par des auteurs ayant travaillé dans le Golfe Persique) que ces sédiments avaient pour origine une destruction des tests algaires suivie éventuellement d'un autre processus. Or,

- les Codiacées sont absentes dans le Golfe Persique ainsi que les *Liagora* et autres Rhodophycées aragonitiques (signalées exceptionnellement sur la côte d'Iran près de Bouchir); les Acétabulaires sont rares et n'ont pas la même nanostructure que les boues (cf. ph. A, B, C, pl. 3 contre ph. C, pl. 1);
- les baguettes (ou «aiguilles») ne sont pas les seules morphologies existantes et ne doivent pas être seules considérées dans les comparaisons et les déductions;
- les proportions des «aiguilles» dans les sédiments (environ 90% sur le Grand Banc des Bahamas et dans le S-E du Golfe Persique) ne sont pas les mêmes que dans les algues Codiacées (principalement incriminées); en effet, les manchons aragonitiques autour des filaments du capitule de *Penicillus* et de *Rhipocephalus* ont une structure nanogrenue et les nanograins individualisés ou tendant à la coalescence sont interstratifiés avec des feuillets organiques bien visibles au niveau des pores non calcifiés. La proportion des aiguilles par rapport au test total n'étant que de 25 à 40%, exclut cette source pour les sédiments qui en possèdent de 2 à 3 fois plus.

L'origine des boues par destruction des tests algaires est limitée à quelques cas particuliers où les proportions entre particules sont les mêmes et où ces algues croissent évidemment en grand nombre et avec vigueur : Baie de Floride (Stockman et al., 1967), Baie d'Abacco (Neumann et al., 1975), très localement sur le Grand Banc des Bahamas (Cloud, 1962).

Mais, la comparaison algues-sédiments aragonitiques conduit à une autre constatation : des croûtes, des ciments, des remplissages de microperforations, les cortex des oolithes sont absolument semblables aux squelettes

Source : MNHN, Paris

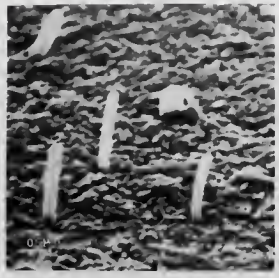
de certaines algues et ne peuvent en provenir parce que les dépôts sédimentaires sont clairement formés *in situ* sur leur support ou parce que les algues sont absentes. Leurs nanostructures coïncident mais résultent soit d'une convergence soit de mêmes effets. En milieu sursaturé, si les algues calcifiantes aragonitiques sont présentes, elles assurent de manière prédominante l'extraction du calcaire de l'eau de mer, mais en leur absence la précipitation a lieu quand même et les diverses nanostructures se ressemblent respectivement. Les similitudes multiples toujours invoquées ne sont pas des preuves de l'origine de l'une par la destruction de l'autre (sauf cas particuliers) mais suggèrent des conditions ou des processus de précipitation comparables que la recherche des propriétés cristallographiques (chap. VI), de l'existence ou non d'une partition biochimique (chap. V) essaiera de préciser (chap. VIII).

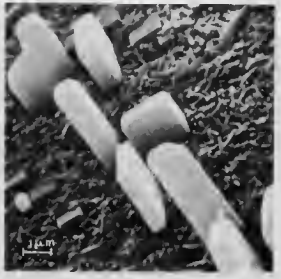
De la seule observation directe, il semble que la structure nanogrenue apparaisse toujours au sein ou directement au contact des parois cellulaires (ou syncytiales) ou bien au sein de mucus : sa genèse, comme la nucléation des autres particules de morphologies différentes, est liée à la biologie et au métabolisme algaire.

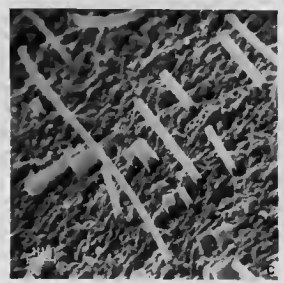
En revanche, le faciès euhédral ou au contraire l'aspect émoussé des baguettes, les apparents regroupements en faisceaux, probablement des nanomâcles (chap. VI), la fragmentation des aiguilles ou baguettes, résultent de l'effet du milieu sur la croissance ou l'altération des cristaux.

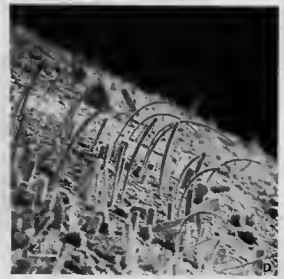
Enfin, au delà du problème de la genèse des particules élémentaires, l'organisation des tests à une échelle supérieure suppose des facteurs spécifiques en rapport avec l'anatomie, contrôlant par exemple la construction générale de *Liagora*, les pores des filaments du capitule de *Penicillus* ou le squelette complexe et réticulé de *Pedobesia*. Dans ce dernier cas, la localisation du test à l'intérieur de la paroi syncytiale suggère une relation entre son architecture et un rôle matriciel de cette paroi.

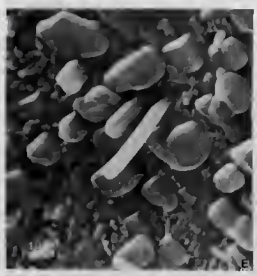
Source : MNHN, Paris

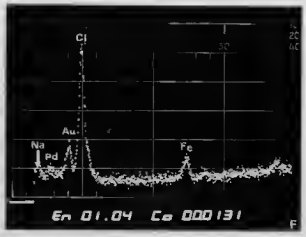












Source : MNHN, Paris

DEUXIEME PARTIE :

NATURE DES DÉPOTS :
RÉSULTATS DES ANALYSES MINÉRALOGIQUES, CHIMIQUES ET CRISTALLOGRAPHIQUES

L'analyse minéralogique par diffraction des rayons X, le dosage des carbonates, le dosage des cations principaux Ca^{++}, Sr^{++}, Mg^{+} par spectrophotométrie d'absorption atomique permettent de connaître l'essentiel de la nature des dépôts étudiés précédemment et, en particulier, la composition de l'aragonite sédimentaire.

Ces méthodes d'analyses sont classiques et concernent les poids de sédiment de quelques dixièmes de gramme, voire quelques grammes. Mais la découverte ou la précision nouvelle des diverses morphologies de particules élémentaires du dépôt pose le problème de leur nature à cette échelle du micron (cf. pl. 49). L'analyse dispersive des rayons X couplée au M.E.B. renseigne qualitativement sur les éléments chimiques présents et permet en retour la détermination de certains minéraux (ph. F, pl. 49). Toutefois le moyen le mieux adapté pour leur étude minéralogique et cristallographique est la diffraction électronique.

Ce deuxième ensemble de chapitres décrit brièvement ces différentes techniques et rapporte leurs résultats.

PLANCHE 49

Observation et analyse de trichites et microcristaux à la surface de certaines oolithes (Golfe Persique et Bahamas)

A : Trichites de 2μm sur 0,25μm à la surface d'une oolithe provenant d'un delta de marée à l'Est d'Abu Dhabi, Golfe Persique. Échantillon non métallisé. M.E.B., x 16000.

B : Microcristaux euhédraux de 3 à 5 μm de dimensions à la surface d'une oolithe des Bahamas. M.E.B., x 8500.

C, D : Trichites de 2 à 10μm de longueur sur 0,2-0,3μm d'épaisseur à la surface d'oolithes des Bahamas. M.E.B., x 8500 et 4500.

E : Ensemble de trichites et de microcristaux subhédraux ou anhédraux de 1 à 2μm de dimensions à la surface d'une oolithe des Bahamas. x 9000.

F : Enregistrement du spectre d'émission d'énergie des rayons X émis à la surface de tels trichites; ordonnée : nombre de coups; abcisse : énergie en Kev. En dehors des pics de l'Or et du Palladium (couverture de l'échantillon) et du fer (émission parasite), l'existence très nette de ceux du Sodium et du Chlore indique la nature chlorure de sodium des trichites. La présence de sel n'est pas étonnante et serait due à une précipitation lors de l'évaporation de l'eau de mer prélevée en même temps que l'échantillon. (Analyseur Ortec couplé au microscope électronique à balayage).

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE V

ANALYSES MINERALOGIQUE ET CHIMIQUE DES SEDIMENTS, ALGUES ET DEPOTS ETUDIES

INTRODUCTION

La nature aragonitique de la majeure partie des sédiments et tests algaires décrits précédemment est bien connue. D'un point de vue qualitatif, l'analyse minéralogique par diffraction des rayons X est donc le plus souvent une vérification mais c'est aussi une première détermination pour certains sédiments ou algues nouvellement découverts; elle aide enfin à la diagnose des nuclei non calcaires des oolithes.

L'un des buts est surtout de préciser la teneur en aragonite dans les carbonates (solubles à HCl 1 N à froid) ou bien dans le sédiment total, compte tenu de ces carbonates. Les carbonates solubles dans ces conditions (aragonite + calcites) sont connus par dosage du CO_2 dégagé. Le rapport aragonite/calcites est mesuré sur les diffractogrammes de rayons X

L'aragonite est rarement un carbonate de calcium pur et la teneur des éléments substitués au calcium, principalement le strontium et le magnésium est importante à connaître afin de distinguer les aragonites de diverses origines. L'intérêt est d'autant plus grand pour le strontium que des études fondamentales de coprécipitation ont été réalisées par des chimistes (Holland et al., 1963, 1964; Kinsman et Holland. 1969) et déjà utilisées à des fins d'explication génétique de sédiments (Kinsman, 1969). Se fondant sur des données relatives au coefficient de partage du strontium coprécipitant dans l'aragonite, Kinsman montrait que les teneurs trouvées dans l'aragonite sédimentaire étaient supérieures à celles attendues et suggérait que cette différence révélait l'intervention de la matière organique.

Des auteurs reprennent les propositions de Kinsman sans nouvelles analyses (Fabricius 1977); d'autres limitent prudemment les conclusions en regard des faibles variations qui restent du domaine de l'erreur expérimentale (Bathurst, 1971, 1975). Il est opportun d'essayer ici de tester plus rigoureusement l'outil que représente la teneur en strontium de l'aragonite diversement exprimée (ppm, rapport $^{m}Sr^{**}/^{m}Ca^{**}$, coefficient de partage K^{A}_{Sr}) et de voir si des différences sont significatives entre les valeurs concernant l'aragonite sédimentaire, l'aragonite précipitée par voie biologique et celles attendues théoriquement en équilibre avec l'eau de mer.

Source : MNHN, Paris

I. - MÉTHODE ET TECHNIQUES – PRÉCISION DES MESURES

A. ÉCHANTILLONNAGE, PROTOCOLE GÉNÉRAL ET RAPPORT ENTRE L'ANALYSE MINÉRALOGIQUE ET L'ANALYSE CHIMIQUE

De chaque sédiment ou dépôt il est prélevé 1 à 2 g, si possible plusieurs fois; les oolithes sont choisies une à une à la main et les fragments d'encroûtements séparés avec soin de leur substrat.

Pour la vérification ou la détermination de la nature minéralogique on choisit une oolithe isolée, un fragment de pélagosite ou d'autre encroûtement, une fraction triée de boue ou de pellets sans bioclaste ou microorganisme, un fragment de test algaire exempt de tout épiphyte, etc... Chaque échantillon est lavé à l'eau distillée, séché puis monté sur une baguette de verre dans une chambre Debye-Scherrer.

Pour la suite des dosages, les conditions expérimentales visent à faire l'inventaire des phases présentes, séparer les calcaires de ce mélange et rapporter les teneurs des cations (Ca^{++}, Sr^{++}, Mg^{++}) non seulement au total du sédiment ou des carbonates mais surtout à leurs minéraux porteurs respectifs (calcite, calcite magnésienne, aragonite). Les opérations sont les suivantes (cf. tableau 14) :

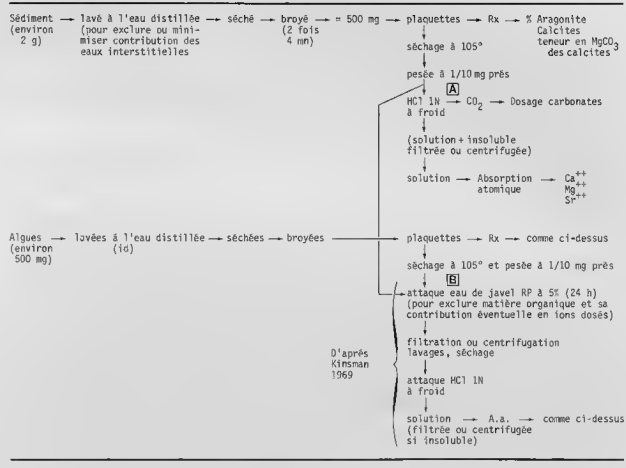


Tableau 14 : Résumé du mode opératoire de l'analyse minéralogique et chimique

Source : MNHN, Paris

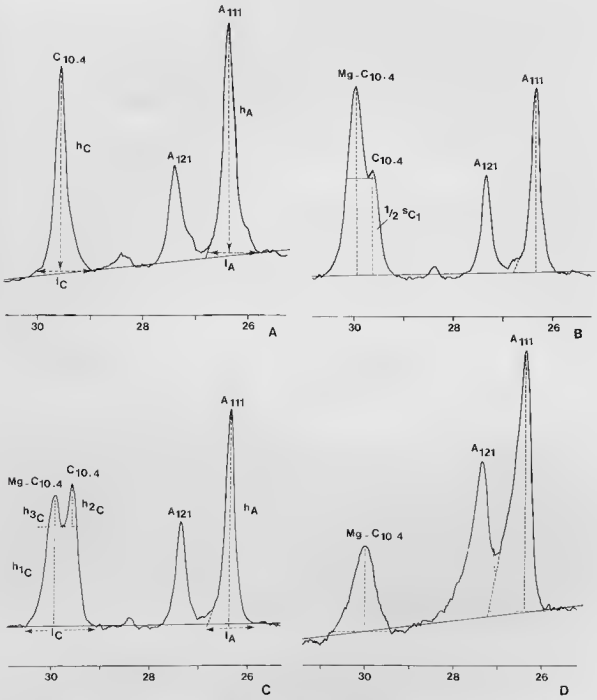


Fig. 21 : Divers aspects de la géométrie des pics 10.4 de calcites en fonction de la teneur en magnésium de la calcite magnésienne et des teneurs respectives en calcite :

A : 2 phases : aragonite + calcite non magnésienne
B, C : 3 phases : aragonite + calcite non magnésienne + calcite magnésienne
D : 2 phases : aragonite + calcite magnésienne

Ont été tracés sur l'enregistrement : 1. le niveau moyen du bruit de fond servant de base des surfaces de pics à mesurer et 2. des traits de construction délimitant les surfaces en une ou plusieurs figures géométriques simples (triangles ou trapèzes : cf. fig. C) servant à mesurer et calculer ces surfaces.

Source : MNHN, Paris

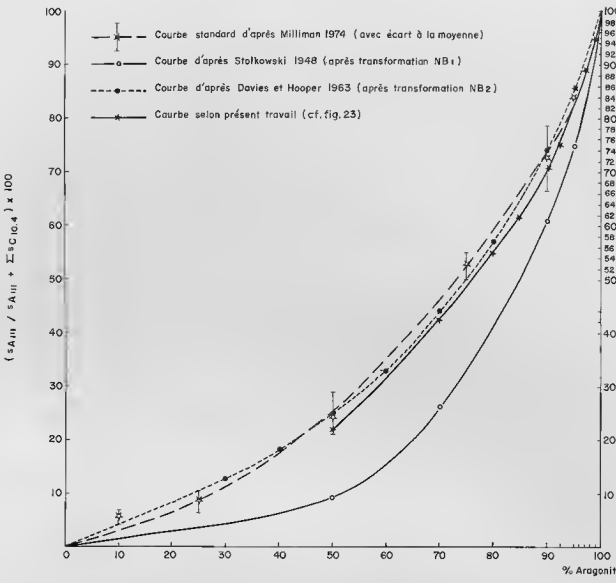


Fig 22 : Variation des courbes établies pour la détermination du rapport Aragonite/Calcites.

NB. 1. La courbe de Stolkowski est construite selon la relation : % de calcite = $f\left(\frac{{}^{s}C_{10.4} \times 100}{{}^{s}C_{10.4} + {}^{s}A_{111}}\right) = f(r_c)$

Pour la comparer aux autres elle a été transformée en % d'aragonite = 100 - % calcite

$= f\,(100 - r_c)$

2. La courbe de Davies et Hooper est construite selon la relation :

$$\%\ \text{de calcite} = f\left(\frac{{}^{s}C_{10.4} \times 100}{{}^{s}C_{10.4} + {}^{s}A_{111} + {}^{s}A_{021}}\right) = f(r_c)$$

Source : MNHN, Paris

- L'échantillon est lavé à l'eau distillée pour exclure ou minimiser une contribution des eaux interstitielles; il est séché, grossièrement broyé à la main puis passé au broyeur mécanique en agate pendant 2 fois 4 minutes afin d'obtenir une poudre aussi fine qu'homogène.
- 500 à 700 mg de poudre servent à fabriquer les plaquettes analysées par diffraction des rayons X.
- Environ 500 mg, pesés à 5/10 de mg près, après séchage à 105°, servent à l'attaque par HCl 1 N à froid et au dosage des carbonates (par mesure du CO_2 dégagé).
- Dans la solution de chlorures ainsi obtenue et filtrée, Ca^{++}, Sr^{++} et Mg^{++} sont dosés par spectrophotométrie d'absorption atomique.

On peut suspecter une légère attaque de la matière organique par HCl; pour l'exclure sur les algues et pour la contrôler sur des sédiments déjà dosés comme précédemment, le mode opératoire préconisé par Kinsman (1969) a été employé (tableau 14, cf. B).

Le but principal est de déterminer la teneur en strontium et en magnésium de l'aragonite à partir du dosage des carbonates solubles. Pour cela, les contributions des calcites (bioclastes, épiphytes sur les algues) doivent être prises en compte. Elles sont connues à partir de deux séries de dosages : la première (par diffractométrie des rayons X) donne la teneur en calcites, le rapport calcite fortement magnésienne/calcite faiblement magnésienne et la teneur en magnésium des calcites; la seconde est l'analyse chimique séparée de calcites de référence (par spectrophotométrie d'absorption atomique), en particulier des foraminifères divers, des algues rouges, des échinodermes, qui sont les constituants calcitiques majeurs dans les sédiments en question. En s'assurant que calcite, calcite magnésienne et aragonite sont les seules phases attaquées, on peut connaître la teneur à rapporter à l'aragonite par différence entre la contribution des calcites et le total dosé.

B. DOSAGE DE L'ARAGONITE, DES CALCITES ET DU MAGNÉSIUM DANS LES CALCITES PAR DIFFRACTION DES RAYONS X

a) Conditions.

Les échantillons ont été analysés sur diffractomètre à générateur hautement stabilisé, dans les conditions suivantes : anticathode de Cu, filtre de Ni, 720 volts ampères; constante de temps : 4, impulsions/s : 2.10^3; vitesse de goniomètre : $1^\circ\ _{2\theta}$/mn. Ils ont été passés 4 fois :

- un premier balayage allant de 10° à 51° $_{2\theta}$ - c'est à dire de la première raie de gypse à la 2ème raie (en intensité) de la dolomite et englobant les réflections de la plupart des minéraux susceptibles d'être présents - permet l'analyse qualitative et une première mesure pour les dosages;
- après rotation de 180° de la plaquette, un deuxième balayage va de 25 à 31° $_{2\theta}$ englobant les pics principaux de l'aragonite et de la calcite (fig. 21);
- ils sont alors remélangés, tassés et balayés deux autres fois de 25 à 31° $_{2\theta}$ avec rotation de 180° entre le 3ème et le 4ème passage. On peut espérer ainsi compenser les orientations préférentielles.

Pour la comparer elle a été recalculée de la manière suivante :

a) % d'aragonite = f (100 - r_c) = f (r_{A_1})

Puis une nouvelle conversion sur la base de $s_{A_{021}} = 1/2\ s_{A_{111}}$ donne :

b) % d'aragonite = f (r_{A_2})

$$\text{avec } r_{A_2} = \frac{r_{A_1} - 1/3\ r_{A_1}}{100 - 1/3\ r_{A_1}}$$

Source : MNHN, Paris

b) Dosage aragonite - calcites par le rapport des surfaces de pics 111 de l'aragonite et 10.4 des calcites.

1. Établissement de la courbe standard.

Les variations entre courbes déjà publiées - et recalculées pour certaines afin de les comparer - (fig. 22) ont conduit à en établir une nouvelle dans les conditions précédentes et pour le diffractomètre utilisé.

Toutes les aragonites ayant même intensité (Milliman, 1974), l'aragonite standard employée ici est une aragonite vérifiée pure des collections du Muséum National d'Histoire Naturelle. Les variations de la cristallinité de la calcite (Milliman, 1973, 1974) conduisent à employer un standard proche des calcites contenues dans les échantillons. Couramment des huitres sont utilisées (Milliman, 1974; Gavish et Friedman, 1973) : ici *Crassostrea gigas* Thunberg.

Après réduction en poudre on s'est assuré qu'aucune transformation aragonite-calcite (Davies et Hooper, 1963) ou calcite-aragonite (Jamieson et Goldsmith, 1960) ne s'était produite au cours du broyage.

Pesés au 1/10 de mg, ces standards ont été mélangés dans les proportions aragonite-calcite suivantes : 99-1; 98-2; 97-3; 96-4; 95-5; 92,5-7,5; 90-10; 85-15; 80-20; 70-30; 50-50.

Les surfaces de pics s_{A111} et $s_{C10.4}$ (fig. 21 A) sont aisément mesurées. La courbe (fig. 23) représente la relation entre le rapport $s_{A111}/s_{A111} + s_{C10.4}$ et la teneur en aragonite des mélanges connus précédents.

2. Précision des mesures.

Pour une valeur trouvée du rapport des pics (moyenne des 4 passages), les droites extrêmes sur le graphique - fig. 23 - permettent de lire directement la fourchette des teneurs en aragonite dans un sédiment, la teneur moyenne et l'erreur absolue. Comme le montre la figure (cf. son tableau à droite) l'erreur relative croît avec le pourcentage d'aragonite. Elle varie de 1% à moins de 5% pour les teneurs en aragonite allant de 99% à 80% et peut être connue dans chaque cas. En pratique, pour les sédiments les plus courants, l'erreur est de l'ordre de 3,5%.

c) Proportion de la calcite magnésienne par rapport au total des calcites.

En principe, pour une teneur donnée, l'intensité des pics de calcite varie en fonction du contenu en magnésium (Runnels, 1970) mais Milliman (1974) a montré expérimentalement que ce n'était pas vérifiable. En pratique, on a donc négligé ici le facteur de structure et estimé que le rapport des surfaces de pics 10.4 était égal au rapport des teneurs en calcites.

Bien que la seule méthode valable de mesurer ces 2 pics passe par leur déconvolution pour redonner leur position et leur intensité vraies, on s'en est tenu à la solution proposée par Milliman (1979) en posant (cf. fig. 21 B) :

$$\%\,\text{Mg Calcite} = \%\,\text{Calcite totale} \times \frac{s\,\text{Mg C}_{10.4}}{\Sigma\, s\,\text{C}_{10.4}}$$

$$\text{avec } s\,\text{Mg C}_{10.4} = \Sigma\, s\,\text{C}_{10.4} - 2\left(\tfrac{1}{2}\, s\,\text{C}_{10.4}\right)$$

L'écart à la moyenne des rapports de surface est inférieur à 5% si les pics sont symétriques (fig. 21 B) et peut atteindre 10% dans le cas de figures géométriques plus complexes.

d) Mesure de la teneur en magnésium de la calcite magnésienne.

La relation entre les dimensions du réseau et la composition des carbonates calcaréo-magnésiens est bien établie (Goldsmith et al., 1955; 1958) et des courbes ont été publiées (*id.*; Chave, 1952) corrélant la teneur en magnésium et le déplacement de différentes réflexions des rayons X. La méthode classique utilisée ici s'inspire de ces résultats et consiste à mesurer le déplacement de la raie 10.4 de la calcite par rapport à celle d'un standard interne (raie 111 de l'aragonite ou 101 du quartz). Tous les auteurs s'accordent sur une diminution de la distance

Source : MNHN, Paris

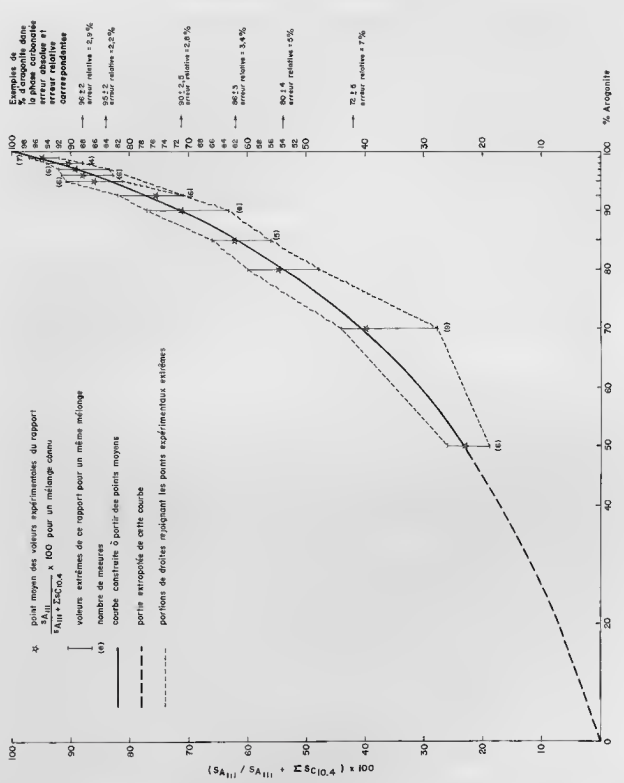


Fig. 23 : Graphique expérimental pour la détermination du rapport Aragonite/Aragonite + Calcites en fonction du rapport des surfaces de pics obtenus sur les diffractogrammes de rayons X. Exemples de valeurs trouvées dans des sédiments avec indication de l'erreur.

Source : MNHN, Paris

de plans (10.4) de 0,003 Å par mole de Mg CO_3. L'erreur sur d est au maximum de 0,005 Å soit un dosage à ± 2 moles % de Mg CO_3.

C. DOSAGE DES CARBONATES ET DE LEURS CATIONS PRINCIPAUX Ca^{++}, Mg^{++}, Sr^{++}

a) Techniques.

1. Dosage des carbonates par attaque par HCl 1 N à froid et mesure du CO_2 dégagé.

La technique est dérivée de l'emploi du calcimètre Bernard modifié par L. Leclaire (1972, p. 33). La précision obtenue est de 0,1 % sur un standard Ca CO_3 R. P. L'écart à la moyenne des dosages d'un même échantillon naturel est de l'ordre de 0,5 % et en tout état de cause inférieur à 1 %.

2. Dosage de Ca^{++}, Mg^{++}, Sr^{++} par spectrophotométrie d'absorption atomique.

Après l'étape précédente de l'attaque par HCl 1 N à froid avec agitation continue pendant 1 minute, les solutions sont filtrées et analysées sur un spectrophotomètre d'absorption atomique (à flamme Air-Acétylène). Les standards porteurs de Mg^{++} et Sr^{++} sont choisis avec une concentration de Ca^{++} voisine des échantillons pour annuler l'effet de matrice. L'avantage de l'emploi de HCl est de ne pas réduire l'absorption de strontium. Pour contrôler l'ionisation considérable du strontium dans une flamme air-acétylène, 1 % de lanthane a été ajouté à la fois aux solutions de standards et à celles des échantillons. L'erreur sur chacun des cations est de l'ordre de 1 %.

b) Expression des résultats.

	Expressions	Auteurs
Teneurs en Mg :	poids de Mg dans l'échantillon total (ppm ou %)	Müller (1968), Milliman (1974)
	poids de Mg rapporté à la phase carbonatée soluble de l'échantillon (ppm ou %)	Kinsman (1969)
	poids de $MgCO_3$	Chave (1954)
	poids de $MgCO_3$ sans préciser s'il s'agit du rapport au poids total ou au poids de calcite	Graf (1960), Lippmann (1974)
	% de moles de $MgCO_3$ de la calcite	Taft et Harbaugh (1964)
	% de $MgCO_3$ sans préciser s'il s'agit de poids ou de moles	Kinsman (1969, p. 491), Milliman (1974, p. 80)
	rapport $\frac{Ca}{Mg}$ (en poids ou en atomes non précisé)	Wolf, Chilingar et Beales (1967, p. 115)
Teneurs en Sr :	rapport $\frac{SrO}{CaO}$ dans un minéral donné	Bragg et Claringbull (1965), Dana (1892)
	rapport $\frac{Sr}{Ca}$ (atomique)	Odum (1957), Müller (1967), Kinsman (1969)
	rapport $\frac{Sr}{Ca}$ (en poids ou en atomes non précisé)	Wolf, Chilingar et Beales (1967, p. 115)
	poids de Sr (ppm ou %) dans l'échantillon	Kahle (1965), Müller (1968), Milliman (1974)
	poids de Sr (ppm) dans l'aragonite seulement	Kinsman (1969)
	% de $SrCO_3$ dans le carbonate sans préciser s'il s'agit de poids ou de moles	Dixon (1973)

Tableau 15 : Aperçu de la diversité des résultats de dosage du Mg et du Sr tels qu'ils sont exprimés dans la littérature.

Source : MNHN, Paris

Les résultats rapportés par les divers auteurs offrent une extrême variété dans l'expression des teneurs (cf. tableau 15) et ne sont pas corrélables directement. Il semble utile de préciser le mode d'expression retenu ici et de présenter les calculs simples qui y conduisent.

1. Conventions employées.

Ca CO_3, Sr CO_3, Mg CO_3 sont des modes d'expression de la composition des calcites, de l'aragonite ou du sédiment mais non des corps purs isolés. Que les cations soient réellement en solution ou dans les corps solides, l'écriture Ca^{++}, Sr^{++}, Mg^{++} a été maintenue.

La notation $\frac{Sr^{++}}{Ca^{++}}$ et $\frac{Mg^{++}}{Ca^{++}}$ indique des rapports en poids. Les rapports atomiques sont notés par convention $\frac{mSr^{++}}{mCa^{++}}$ et $\frac{mMg^{++}}{mCa^{++}}$ avec

$$\frac{mSr^{++}}{mCa^{++}} = \frac{Sr^{++}}{Ca^{++}} \times 0{,}45714 \quad (1)$$

$$\frac{mMg^{++}}{mCa^{++}} = \frac{Mg^{++}}{Ca^{++}} \times 1{,}66666 \quad (2)$$

2. Expression des résultats de dosage.

Comme l'illustre le tableau 15, les éléments analysés - calcium, strontium, magnésium - peuvent être exprimés sous forme :

- de carbonates, en moles ou en poids;
- d'oxydes, en moles ou en poids;
- de corps simples, en moles (en fait en nombre de cations ou d'atomes) ou en poids;
- de rapports de chacune des expressions précédentes en moles (ou en atomes) ou en poids.

Les teneurs dans la solution de dosage peuvent être exprimées en molarité (moles/unité de volume) ou en poids de cation par unité de volume. En prenant les précautions de travailler dans des conditions constantes de température et pression, pour les analyses courantes, on transforme sans correction des volumes d'eau en poids d'eau et on exprime la teneur trouvée en ppm de la solution. Compte tenu des dilutions et des pesées initiales, cette première valeur sert au calcul du poids de chaque cation en pourcentage du poids sec d'échantillon attaqué; c'est ce qui apparaît dans les tableaux à la rubrique : dosages bruts. Par la suite ces teneurs sont transformées en taux respectifs de carbonates : leur somme peut être comparée au dosage direct par le CO_2 (ou ajoutée à l'insoluble et c'est ce total qui est comparé à 100 : (cf. tableaux 17, 20, 24 à 31). On distingue ainsi :

- la composition globale du sédiment (tableaux 24 à 31);
- les teneurs en Ca^{++}, Sr^{++}, Mg^{++} des carbonates (tableaux 16, 22, 24 à 31);
- les teneurs de l'aragonite exprimées en $\frac{Sr^{++}}{Ca^{++}}$, $\frac{mSr^{++}}{mCa^{++}}$, ppm de Sr^{++} et en $\frac{Mg^{++}}{Ca^{++}}$, $\frac{mMg^{++}}{mCa^{++}}$, ppm de Mg^{++} (tableaux 16, 21 à 23, 32 à 37).

3. Autre expression équivalente des teneurs : le coefficient de partage apparent.

Comme le montrent les tableaux 38 et 39, la comparaison des teneurs en Sr^{++} et Mg^{++} entre les différentes aragonites peut s'effectuer de 3 façons absolument équivalentes :

- pour le strontium, par la teneur en ppm, par le rapport $^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}$, par le coefficient de partage apparent $K'\hat{A}_{Sr}$ tel que :

$$K'\hat{A}_{Sr} = \frac{^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}\ \text{(Aragonite)}}{^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}\ \text{(eau de mer)}}$$

et avec $^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}$ (eau de mer) = $\left.\begin{array}{l} 0{,}83 \pm 0{,}04 \times 10^{-2} \text{ dans le Golfe Persique} \\ 0{,}845 \pm 0{,}02 \times 10^{-2} \text{ aux Bahamas} \\ 0{,}86 \pm 0{,}04 \times 10^{-2} \text{ en moyenne générale} \end{array}\right\}$ (d'après Kinsman, 1969)

- pour le magnésium, par la teneur en ppm, par le rapport $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++}$, par le coefficient de partage apparent $K'\hat{A}_{Mg}$ tel que :

Source : MNHN, Paris

$$K'^{A}_{Mg} = \frac{m_{Mg^{++}}/m_{Ca^{++}}\ \text{(Aragonite)}}{m_{Mg^{++}}/m_{Ca^{++}}\ \text{(eau de mer)}}$$

et avec $m_{Mg^{++}}/m_{Ca^{++}}$ (eau de mer) = 0,0540/0,0104 à 25°, 19‰ de chlorinité et pH = 8,1 (d'après Garrels et Thompson, 1962)

c) Calculs des teneurs en Mg^{++} et en Sr^{++}.

Les calculs suivants permettent de passer de l'une à l'autre des expressions de la teneur en élément considéré dans un carbonate et de relier entre elles les différentes valeurs données par les auteurs pour les comparer aux présents résultats.

1. Calcul des teneurs en Mg^{++} dans un carbonate $Mg_xCa_{1-x}CO_3$.

- La teneur en Mg^{++} dans ce carbonate est par définition :

$$(Mg^{++}) = \frac{Mg_x}{Mg_x\,Ca_{(1-x)}\,CO_3} = \frac{24.x}{24.x + 40(1-x) + 60} = \frac{24\,x}{100 - 16x} \qquad (3)$$

où x est le pourcentage de Mg^{++} par rapport au total des cations Mg^{++} et Ca^{++}, équivalent au pourcentage de moles de $MgCO_3$ dans le carbonate.

Notons que :
$$\frac{x}{1-x} = \frac{m_{Mg^{++}}}{m_{Ca^{++}}} = r_{Mg} \text{ (par convention)}$$

et :
$$x = \frac{r_{Mg}}{1 + r_{Mg}} \qquad (4)$$

L'équivalent ($MgCO_3$) (en poids) étant $\frac{84}{24}$ (Mg^{++}) = 3,5 (Mg^{++}) ou obtenu directement de l'expression :

$$(MgCO_3) = \frac{MgCO_3.x}{Mg_x\,Ca_{(1-x)}\,CO_3} = \frac{84x}{100 - 16x} \qquad (5)$$

- Relation entre % de moles de $MgCO_3$, c'est-à-dire x, (Mg^{++}), r_{Mg} dans un carbonate $Mg_x\,Ca_{1-x}\,CO_3$

$$(3) \rightarrow x = \frac{100\,(Mg^{++})}{24 + 16\,(Mg^{++})} \qquad (6)$$

système (4), (6) $\Longrightarrow$
$$\frac{100\,(Mg^{++})}{24 + 16\,(Mg^{++})} = \frac{r_{Mg}}{1 + r_{Mg}}$$

$$(Mg^{++}) = \frac{24\,r_{Mg}}{100 + 84\,r_{Mg}} \qquad (7)$$

$$r_{Mg} = \frac{100\,(Mg^{++})}{24 - 84\,(Mg^{++})} \qquad (8)$$

- Relation en % de moles de $MgCO_3$, ($MgCO_3$) en poids, r_{Mg} dans un carbonate $Mg_x\,Ca_{1-x}\,CO_3$

$$(3) \rightarrow x = \frac{100\,(MgCO_3)}{84 + 16\,(MgCO_3)} \qquad (9)$$

Système (4), (9) $\Longrightarrow$
$$\frac{100\,(MgCO_3)}{84 + 16\,(MgCO_3)} = \frac{r_{Mg}}{1 + r_{Mg}}$$

Source : MNHN, Paris

$$(MgCO_3) = \frac{84\ r_{Mg}}{100 + 84\ r_{Mg}} \tag{10}$$

$$r_{Mg} = \frac{100\ (MgCO_3)}{84 - 84\ (MgCO_3)} \tag{11}$$

2. Calcul des teneurs en Sr^{++} dans un carbonate $Sr_yCa_{1-y}CO_3$.

- par définition :

$$(Sr^{++}) = \frac{Sr_y}{Sr_yCa_{(1-y)}\ CO_3} = \frac{87{,}5\ y}{100 + 47{,}7\ y} \tag{12}$$

avec y pourcentage de Sr^{++} par rapport au total des cations Sr^{++} et Ca^{++} (ou pourcentage de moles de $SrCO_3$ dans le carbonate)

et avec $\frac{y}{1-y} = \frac{m_{Sr^{++}}}{m_{Ca^{++}}} = r_{Sr}$ (par convention)

$$y = \frac{r_{Sr}}{1 + r_{Sr}} \tag{13}$$

De plus (12) $\longrightarrow$ $y = \frac{100\ (Sr^{++})}{87{,}5 - 47{,}5\ (Sr^{++})}$ (14)

- Relation entre % de moles de $SrCO_3$, (Sr^{++}), r_{Sr} dans un carbonate $Sr_y\ Ca_{1-y}\ CO_3$

Système (13), (15) $\Longrightarrow$ $\frac{r_{Sr}}{1 + r_{Sr}} = \frac{100\ (Sr^{++})}{87{,}5 - 47{,}5\ (Sr^{++})}$

$$(Sr^{++}) = \frac{87{,}5\ r_{Sr}}{100 + 147{,}5\ r_{Sr}} \tag{15}$$

$$r_{Sr} = \frac{100\ (Sr^{++})}{87{,}5 - 147{,}5\ (Sr^{++})} \tag{16}$$

- Relation entre y (pourcentage de moles de $SrCO_3$), $(SrCO_3)$ en poids et r_{Sr} dans un carbonate de calcium strontique.

$$(SrCO_3) = \frac{SrCO_3 \cdot y}{Sr_y\ Ca(1 - y)CO_3} = \frac{147{,}5\ y}{47{,}5\ y + 100} \tag{17}$$

(12) $\longrightarrow$ $y = \frac{100\ (SrCO_3)}{147{,}5 - 47{,}5\ (SrCO_3)}$ (18)

Système (13), (18) $\Longrightarrow$ $\frac{r_{Sr}}{1 + r_{Sr}} = \frac{100\ (SrCO_3)}{147{,}5 - 47{,}5\ (SrCO_3)}$

$$(SrCO_3) = \frac{147{,}5\ r_{Sr}}{100 + 147{,}5\ r_{Sr}} \tag{19}$$

$$r_{Sr} = \frac{100\ (SrCO_3)}{147{,}5\ (SrCO_3) - 147{,}5} \tag{20}$$

Source : MNHN, Paris

Echantillons traités à l'eau de javel (cf. tableau 14B)

Série d'échantillons		Boues (lagunes, Golfe Persique) (avec dolomite)			Boues (sans dolomite)				Oolithes (Golfe Persique) (sans dolomite)						
N°		7125J	7163J	m̄	71113J	71147J	71172J	m̄	7146dJ	7146gJ	7184J	7192J	71124J	m̄	moy. gén. Golfe Persique
Teneurs en Ca^{++} Sr^{++} Mg^{++} des carbonates ($X10^{-2}$)	Ca^{++} Total	39,3	39,0		39,0	39,9	38,6		38,9	38,8	39,0	38,8	39,1		38,9±0,2
	Ca^{++} Contribution Calcites	5	2,1		1,9	2,8	18,3		7,7	2,7	3,0	1,2	2,0		
	Ca^{++} Attribution Aragonite	34,3	36,9		37,1	36,1	20,3		31,2	36,1	36,0	37,6	37,1		
	Sr^{++} Total	0,836	0,860		0,940	0,834	0,557		0,765	0,844	0,880	0,920	0,875		0,837 ±0,108
	Sr^{++} Contribution Calcites	0,014	négl.		négl.	0,011	0,058		0,026	négl.	négl.	négl.	négl.		
	Sr^{++} Attribution Aragonite	0,822	0,860		0,940	0,823	0,500		0,739	0,844	0,880	0,920	0,875		
	Mg^{++} Total	0,22	0,21		0,115	0,22	0,62		0,40	0,145	0,14	0,13	0,145		0,23 ± 0,16
	Mg^{++} Contribution Calcites	0,12	0,07		0,07	0,15	0,67		0,35	0,075	0,09	0,07	0,090		
	Mg^{++} Attribution Aragonite	1,10	0,14		0,045	0,07	déficit!		0,05	0,070	0,05	0,06	0,055		
Rapports Sr/Ca et Mg/Ca dans l'aragonite ($X10^{-2}$)	$\frac{Sr^{++}}{Ca^{++}}$	2,40	2,33		2,53	2,28	2,46		2,37	2,34	2,44	2,45	2,36		
	$\frac{Mg^{++}}{Ca^{++}}$	0,29	0,38		0,12	0,19			0,16	0,19	0,14	0,16	0,15		
	$\frac{^{m}Sr^{++}}{^{m}Ca^{++}}$	1,095	1,06		1,16	1,04	1,13		1,08	1,07	1,12	1,12	1,08		
	$\frac{^{m}Mg^{++}}{^{m}Ca^{++}}$	0,48	0,63		0,20	0,32			0,27	0,32	0,23	0,26	0,25		
Teneurs en Sr^{++} et Mg^{++} de l'aragonite ($X10^{-6}$)	(1) Sr^{++}	9430	9130		9960	8960	9720		9300	9220	9640	9640	9300		
	(1) Mg^{++}	1150?	1510?		480	770			640	770	550	620	600		
	(2) Sr^{++}	9390	9100		9908	8900	9610		9240	9070	9510	9480	9210		
	(2) Mg^{++}	1140?	1520?		470	760	non calculable		625	750	540	620	580		
	(3) Sr^{++}	9410	9110	9260±200	9940	8930	9660	9520±450	9270	9140	9570	9560	9250	9360±200	9380±300
	(3) Mg^{++}	1150?	1510?	1330±200	480	760		610±150	630	760	550	620	590	630±130	630±160 (4)

Mêmes échantillons non traités à l'eau de javel (cf. tableau 14A)

Série d'échantillons															moy. gén. Golfe Persique	Comparaison (test t) des moyennes générales
N°		7125	7163b	m̄	71113	71147	71172	m̄	7146d	7146g	7184	7192	71124	m̄		
Teneurs en Ca^{++} Sr^{++} Mg^{++} des carbonates ($X10^{-2}$)	Ca^{++} Total	36,9	39,0		38,9	37,6	38,0		38,7	38,2	39,8	39,0	39,25		38,5 ± 0,85	n.s.
	Ca^{++} Contribution Calcites	4,7	2,1		1,9	2,8	18,2		7,7	2,7	3,0	1,2	2			
	Ca^{++} Attribution Aragonite	32,2	36,9		37,0	34,8	19,8		31,0	35,5	36,8	37,8	37,25			
	Sr^{++} Total	0,847	0,827		0,956	0,803	0,525		0,705	0,865	0,916	0,908	0,863		0,824 ± 0,118	n.s.
	Sr^{++} Contribution Calcites	0,014	négl.		négl.	0,008	0,058		0,026	négl.	négl.	négl.	négl.			
	Sr^{++} Attribution Aragonite	0,833	0,827		0,956	0,795	0,467		0,679	0,865	0,916	0,908	0,863			
	Mg^{++} Total	1,58	1,24		0,51	0,61	1,52		1,10	0,95	0,37	0,29	0,35		0,85 ± 0,49	s***
	Mg^{++} Contribution Calcites	0,12	0,07		0,07	0,16	0,67		0,35	0,08	0,09	0,07	0,09			
	Mg^{++} Attribution Aragonite	1,46	1,17		0,44	0,45	0,85		0,75	0,87	0,32	0,22	0,24			
Rapports Sr/Ca et Mg/Ca dans l'aragonite ($X10^{-2}$)	$\frac{Sr^{++}}{Ca^{++}}$	2,59	2,24		2,58	2,28	2,35		2,19	2,44	2,49	2,40	2,32			
	$\frac{Mg^{++}}{Ca^{++}}$															
	$\frac{^{m}Sr^{++}}{^{m}Ca^{++}}$	1,18	1,02		1,18	1,04	1,07		1,00	1,11	1,14	1,10	1,06			
	$\frac{^{m}Mg^{++}}{^{m}Ca^{++}}$															
Teneurs en Sr^{++} et Mg^{++} de l'aragonite ($X10^{-6}$)	(1) Sr^{++}	10150	8800		10150	8960	9220		8620	9540	9600	9470	9130			
	(1) Mg^{++}															
	(2) Sr^{++}	9520	8990		10060	8600	8980		8490	9300	9900	9360	9070			
	(2) Mg^{++}	~~16720~~	~~12360~~		~~4630~~	~~4860~~	~~16950~~		~~9370~~	~~9350~~	~~3460~~	~~2270~~	~~2530~~			
	(3) Sr^{++}	9630	8900	9360±500	10100	8780	9100	9330±700	8560	9420	9850	9410	9100	9270±600	9305±510	n.s.
	(3) Mg^{++}															

(1) calculées à partir des rapports $\frac{^{m}Sr^{++}}{^{m}Ca^{++}}$ *et* $\frac{^{m}Mg^{++}}{^{m}Ca^{++}}$

(2) calculées à partir des valeurs de Sr^{++} *et* Mg^{++} *attribuées à l'aragonite et du % d'aragonite dans les carbonates*

(3) moyennes des deux modes de calculs

(4) calculée seulement pour les échantillons sans dolomite

~ ~ teneur rejetée : une autre source de Mg^{++} *est à rechercher*

? teneur suspecte : une autre source de Mg^{++} *est possible*

n.s. différence non significative

*s*** différence très hautement significative*

Tableau 16 : Comparaison des résultats sur la teneur en Ca^{++}, Sr^{++} et Mg^{++} dans des échantillons comportant ou non de la dolomite, traités ou non à l'eau de javel.
(Et exemple de la suite des calculs conduisant aux teneurs du Sr^{++} et Mg^{++} de l'aragonite).

Source : MNHN, Paris

3. Calcul des teneurs en Sr^{2+} et en Mg^{2+} de l'aragonite sédimentaire des échantillons étudiés.

Les tableaux 16 et 22 illustrent la suite des calculs à partir des teneurs en Ca^{2+}, Mg^{2+} rapportées aux carbonates pour aboutir, après déduction des contributions des calcites, aux teneurs propres de l'aragonite.

Celles-ci peuvent être calculées de 2 façons :

- soit à partir des valeurs de Sr^{2+} et Mg^{2+} attribuées à l'aragonite et du pourcentage d'aragonite dans les carbonates,
- soit à partir des rapports $^{m}Sr^{2+}/^{m}Ca^{2+}$ et $^{m}Mg^{2+}/^{m}Ca^{2+}$ établis d'après les valeurs de Ca^{2+}, Sr^{2+}, Mg^{2+} attribuées à l'aragonite et utilisant respectivement les équations 1 et 15, 2 et 7.

Les résultats obtenus à partir de ces 2 calculs, comparés statistiquement au moyen du test t ne présentent pas de différence significative. Leur moyenne peut donc être employée avec l'avantage de pondérer encore les erreurs et de diminuer l'écart des valeurs extrêmes. Elle figure dans les tableaux et sera utilisée pour les comparaisons.

D. TRAITEMENT STATISTIQUE DES DONNÉES DE Sr^{2+} ET DE Mg^{2+}

Les tableaux des données sur le Sr^{2+} et le Mg^{2+} dans l'aragonite sont complétés ici, pour chaque série de sédiment, par la moyenne et son écart-type (racine carrée de la variance). Pour comparer les teneurs en Sr^{2+} et en Mg^{2+} trouvées pour l'aragonite dans différents dépôts, de diverses provenances, ou par divers auteurs, on a procédé à la comparaison des moyennes respectives par le test t.

E. FIABILITÉ ET LIMITE DE LA MÉTHODE. ERREUR MAXIMALE ET PARAMETRES STATISTIQUES RELATIFS AUX TENEURS EN Sr^{2+} ET EN Mg^{2+} DE L'ARAGONITE

L'emploi de HCl 1 N à froid représente un compromis. Un acide suffisamment fort est nécessaire pour le dosage correct de CO_2, conditionné par une lecture rapide du volume dégagé : c'est ce qui a conduit à utiliser l'acide chlorhydrique (de préférence à l'acide acétique pour la suite de l'analyse par absorption atomique - cf. § C, a -). Il faut en même temps choisir des conditions pour mettre en solution le minimum de phase en plus de l'aragonite (calcite hautement magnésienne, calcite faiblement ou non magnésienne) : d'où l'emploi à froid et avec une concentration ne dépassant pas la normalité. Cependant la mise en solution partielle d'autres phases - notamment la matière organique et la dolomite - n'est pas exclue; pour la contrôler on compare les résultats de 2 séries d'échantillons : l'une constituée par des sédiments traités à l'hypochlorite de sodium RP avant l'attaque acide (cf. protocole, tableau 14 B), l'autre avec les mêmes sédiments bruts (cf. tableau 14 A); à l'intérieur de ces 2 ensembles, on compare aussi les échantillons avec dolomite et ceux sans dolomite.

Le tableau 16 présente ces résultats pour 10 sédiments du Golfe Persique. Quel que soit le mode opératoire, les teneurs en Ca^{2+} et Sr^{2+} des carbonates obtenues restent les mêmes (à 1 % près), tandis que les données sur le Mg^{2+} varient de 350 % d'un lot à l'autre. La comparaison des teneurs rapportées à l'aragonite est encore plus nette : celles de Sr^{2+} n'ont pas de différences significatives tandis que les valeurs moyennes de Mg^{2+} sont dans un rapport de 1 à 13 et celles à l'intérieur de chaque couple d'échantillon, dans des rapports parfois plus grands.

La libération de Mg^{2+} par la matière organique (essentiellement végétale - algaire -) est évidente; elle est probable pour le Ca^{2+} d'après des comparaisons de détail mais non significative du fait de la présence massive de ce cation provenant des carbonates solubles.

La dolomite subit très probablement une légère attaque, 1 % de ce carbonate (à 47 % de moles de $MgCO_3$) libérant :

- 2290 ppm de Ca^{2+}, ce qui est négligeable par rapport à la valeur de 38-39 % qui est dosée (nettement moins d'1 % en erreur relative);
- 5 ppm de Sr^{2+}, ce qui est tout à fait négligeable;
- 1220 ppm de Mg^{2+}, ce qui influence directement la teneur en Mg^{2+} dosée et représente déjà 2 fois la teneur généralement connue de 100 % d'aragonite.

Source : MNHN, Paris

Phase minéralogique	Calcite		Calcite magnésienne							
Echantillon	Globigerina (4)	Crassostrea (5)	Peneroplis (6)	Peneroplis (6)	Archaias (5)	Sorites (5)	Calcarina (5(	Jania (6)	Jania (6)	Echinodiscus (6)
Dosages bruts (1)										
Carbonates (2)	95,0		93,0	93,0				83,2	83,2	94,2
Ca^{++}	37,5	39,0	32,1	31,7	35,3	35,2	31,6	27,8	28,0	34,0
Sr^{++}	0,080	0,10	0,17	0,096	0,16	0,15	0,19	0,113	0,147	0,16
Mg^{++}	0,33	0,17	3,63	3,77	3,35	3,75	3,75	3,83	3,41	2,8
% $MgCO_3$ par Rayons X (en moles)	1-4 (non significatif)		16±2	16±2				17±2	17±2	13±2
Composition										
$CaCO_3$	93,75	97,5	80,25	79,25	88,25	88,0	79,0	69,5	70,0	85,0
$SrCO_3$	0,13	0,17	0,29	0,16	0,27	0,25	0,32	0,19	0,25	0,27
$MgCO_3$	1,15	0,6	12,70	13,2	11,72	13,12	13,12	13,40	11,9	9,8
Insoluble (3(	5,0	2,10	7,0	7,0	?	?	6,72	16,8	16,8	5,8
Total	100,03	100,37	100,24	99,61	100,24	101,37	99,16	99,89	98,95	100,87

(1) en % du poids sec d'échantillon
(2) carbonates solubles à HCl 1N à froid
(3) = matière organique
(4) Echantillons de Méditerranée
(5) d'après Milliman 1974, p. 110 et 82
(6) Echantillons du S.E. du Golfe Persique

Tableau 17 : Composition globale de tests, débris bioclastiques et algues rouges en calcite et en calcite magnésienne.

Source : MNHN, Paris

En conséquence il est vain de calculer les teneurs en Mg^{2+} de l'aragonite pour les échantillons contenant de la dolomite et (ou) comportant encore leur matière organique (essentiellement d'origine algaire) : les seules valeurs retenues le seront pour des échantillons sans dolomite, traités à l'eau de javel. En revanche, la matière organique ne semble pas libérer de strontium (du moins dans les limites de l'erreur des techniques de dosage) et les teneurs en Sr^{2+} de la dolomite sont si faibles que les traces qui pourraient résulter d'un léger lessivage de la dolomite sont tout à fait négligeables. Toutes les teneurs en Sr^{2+} des carbonates et de l'aragonite en particulier peuvent être prises en considération.

Dans ces conditions, l'erreur maximale sur la teneur en Sr^{2+} de l'aragonite est de 4 à 8 % (6,5 % le plus fréquemment) dépendant d'ailleurs du % d'aragonite et résultant de la somme des erreurs suivantes :

% d'aragonite dans les carbonates	99		80
erreur sur le dosage d'aragonite	1 %	3,5 %	5 %
erreur sur le dosage des carbonates	1 %	1 %	1 %
erreur sur Ca^{2+}	1 %	1 %	1 %
erreur sur Sr^{2+}	1 %	1 %	1 %
erreur maximale :	4 %	6,5 %	8 %

L'erreur finale sur la teneur en Mg^{2+} de l'aragonite est plus importante, dépendant davantage de l'erreur sur la contribution des calcites en Mg^{2+} calculée d'après les dosages minéralogiques :

% d'aragonite dans les carbonates	99		80
erreur sur le dosage d'aragonite	1 %	3,5 %	5 %
erreur sur le dosage des carbonates	1 %	1 %	1 %
erreur sur le Ca^{2+}			
- technique	1 %	1 %	1 %
- contribution des calcites	négligeable	1 %	2 %
erreur sur Mg^{2+}			
- technique	1 %	1 %	1 %
- contribution des calcites (erreur à la fois sur la teneur en calcites et sur la teneur en Mg^{2+} des calcites : cf. § I B, c, d)	2 %	15 %	25 %
erreur maximale :	6 %	$\simeq$ 25 %	35 %

Ces erreurs expérimentales, jointes à la variabilité des échantillons conduisent à un écart à la moyenne plus grand que les paramètres statistiques calculés et en particulier plus grand que l'écart-type mentionné ici dans les tableaux de résultats. Si la signification de l'amplitude des valeurs et de l'écart moyen à la moyenne est intuitive pour le naturaliste, la compréhension des paramètres statistiques est moins évidente. Il est clair cependant qu'une seule valeur, entachée de son erreur maximale ne rend pas compte de la variabilité de l'échantillon; à l'opposé avec l'augmentation des mesures, on tend vers une meilleure connaissance de la valeur moyenne, les erreurs expérimentales tendent à se compenser mais le risque est plus grand de trouver des échantillons exceptionnels augmentant alors l'amplitude des valeurs; le traitement statistique permet de rendre compte à la fois de l'erreur expérimentale et de la variabilité tout en les pondérant de manière rigoureuse. Mais ce n'est qu'un outil et il appartient finalement au naturaliste d'interpréter les écarts calculés et les résultats des tests de comparaison.

II. - RÉSULTATS

A. PREMIERE DÉTERMINATION POUR CERTAINS SÉDIMENTS OU ALGUES NOUVELLEMENT DÉCOUVERTS

L'analyse minéralogique a permis d'établir ici que l'aragonite est le minéral constituant :

Source : MNHN, Paris

- les oolithes radiaires du Golfe Persique (cf. chap. II, p. 71).
- la pélagosite, tant du Golfe Persique (cf. chap. III, p. 100) que des côtes méditerranéennes (chap. III, p. 112);
- les encroûtements supratidaux de la Trucial Coast (cf. chap. III, p. 102, 107 , 109);
- les ciments décrits au chapitre II, p. 91, 92;
- les précipités obtenus *in vitro* (cf. chap. I, p. 51);
- le test de *Pedobesia* (cf. chap. IV, p. 137).

B. COMPOSITION DE PHASES MINÉRALES CALCAIRES ISOLÉES

a) Composition des calcites (bioclastiques).

1. Composition globale de tests, débris bioclastiques et algues rouges (cf. tableau 17, p. 164).

% moles de $MgCO_3$ de la calcite (4)	Teneur en Mg^{++} ($\times 10^{-2}$)					Teneur en Sr^{++} ($\times 10^{-6}$)		
	calculée (5)	mesurée (par absorption atomique) (1)	(2)	(3)	moyenne retenue (± écart type)	mesurée (par absorption atomique) (1)	(2)	(3)
17	4,2±0,5	4,6	4,6	4,6	4,31±0,3	1360	1620	1490
		4,1	4,2	4,5		1770	2100	1935
16	3,94±0,5	3,9	3,9	3,9	3,97±0,2	1830	2100	1965
		4,05	4,08	4,065		1030	1200	1115
id. (6)		3,35	3,35	3,35		1600	1800	1700
" "		3,75	3,71	3,73		1500	1700	1600
" "		4,02	4,07	4,045		2000	2400	2200
moyenne 16-17					4,1±0,3			
14	3,44±0,5							
13	3,18±0,5	2,97	2,95	2,96		1700	1890	1800
moyenne 13-14					3,3±0,7			
12	2,94±0,5							
10	2,44±0,5							
moyenne 10-17								1700±330
2 (7)	0,48	0,35	0,34	0,33		800	850	825
1 (7)	0,24 ±0,5(7)	0,18	0,17	0,175		1000	1000	1000
moyenne 1-2					0,25±0,1			900±140

(1) à (3) : cf. tableau 16

(4) mesurée par diffraction des rayons X à ± 2 moles % (cf. § I, B, d)

(5) cf. § calculs, équation 3

(6) calculées d'après données de Milliman, 1974, p. 110 et 82

(7) non mesurable de manière significative par diffraction des rayons X (erreur du même ordre que la valeur mesurée)

Tableau 18 : Teneurs en Mg^{++} et en Sr^{++} de calcites et de calcites magnésiennes les plus courantes dans les sédiments. Relation entre la teneur en moles de $MgCO_3$ mesurée par diffraction des rayons X et la teneur en Mg^{++} calculée, et comparaison avec la teneur en Mg^{++} mesurée par absorption atomique.

Source : MNHN, Paris

Alors que l'aragonite, constituant essentiel des sédiments concernés ici, a son origine difficile et discutable à établir, les calcites présentes se révèlent clairement bioclastiques (sauf de rares ciments) et principalement des débris de foraminifères, d'algues, de lamellibranches et d'échinodermes. Ces tests ou débris de tests sont constitués par 80 à 97 % de carbonate de calcium plus ou moins magnésien et faiblement strontique; la fraction insoluble est interprétée comme étant en quasi-totalité la matière organique intimement mêlée au test. La teneur en strontium est relativement constante alors que celle en magnésium varie dans des proportions de 1 à 20, confirmation des deux familles de calcites : l'une peu ou non magnésienne, l'autre fortement magnésienne.

2. Composition de la calcite non magnésienne ou faiblement magnésienne (cf. tableau 18).

La teneur en magnésium n'est pas appréciable de manière significative par diffraction des rayons X : 2 ± 2 moles % de $MgCO_3$. Dosée par absorption atomique, la calcite des foraminifères planctoniques (ici *Globigerina*) titre 0,17 ± 0,01 % de Mg^{++}. La teneur en Mg^{++} de la calcite de *Crassostrea sp.*, recalculée d'après les données de Milliman (1974) est de 0,35 %. Les teneurs en Sr^{++} calculées à partir de la teneur en Sr^{++} dosée et rapportée à 100% de calcite ou calculée à partir de $^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}$ (équation 15) sont comprises dans un intervalle étroit : 800 à 1000 ppm. Ces résultats sont comparables à ceux d'Emiliani (1955) trouvant pour les globigérines : 1 100 ppm.

3. Composition de la calcite magnésienne.

La calcite des tests d'échinodermes (*Echinodiscus sp.*), de foraminifères benthiques (*Peneroplis sp.*) et d'algues rouges (*Jania sp.*) provenant du Golfe Persique contient respectivement 13, 16, 17 (± 2) moles % de $MgCO_3$ d'après l'analyse par diffraction des rayons X. Cela correspond (équation 3) à 3,18 - 3,94 - 4,2 % (± 0,5 %) de

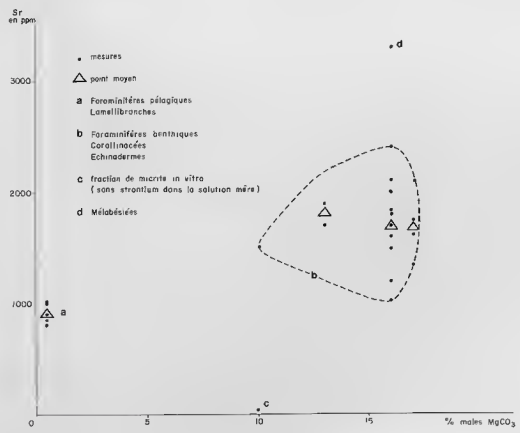


Fig. 24 : Distribution de la teneur en strontium dans les différentes calcites (caractérisées par leur concentration en magnésium).

Source : MNHN, Paris

Mg. Les teneurs en Mg^{++} de ces calcites obtenues par spectrophotométrie d'absorption atomique et diversement calculées (cf. tableau 18) donnent les valeurs suivantes, pour chacune en ce qui les concerne : 2,95 à 2,97 - 3,90 à 4,08 - 4,10 à 4 60 % Ces résultats, complétés par des teneurs recalculées à partir des données de Milliman (1974) , paraissent particulièrement significatifs de la corrélation entre les 2 techniques de dosage (à 8-15 % près), en bon accord avec les travaux de Goldsmith et al. (1958).

Les teneurs en strontium de ces calcites magnésiennes présentent une variation de 1030 à 2400 ppm (tableau 18). Pour être complet il faudrait ajouter ce que titre la calcite de Mélobésiées : 3300 ppm recalculés d'après les données de Milliman (1974, p. 64). Ces valeurs de Sr^{++} comparées à celle de la calcite faiblement ou non magnésienne sont plus grandes de manière significative mais ne présentent pas de relation évidente avec le taux de Mg^{++} (cf. fig. 24). En excluant la micrite *in vitro* (cas particulier d'une solution mère sans strontium) et les Mélobésiées (dont la contribution est négligeable dans les sédiments étudiés), une teneur moyenne en strontium de 1 700 ppm est retenue ici pour la calcite magnésienne.

4. Contribution en Ca^{++}, Mg^{++}, Sr^{++} des calcites dans la solution de dosage, les teneurs étant rapportées aux carbonates.

Des résultats précédents on tire plus clairement que Kinsman (1969) ne l'a fait dans ses analyses de sédiments, les contributions respectives des calcites dans les dosages bruts.

Par exemple, 1 % d'une calcite dont la déviation du pic 10.4 sur les diffractogrammes n'est pas significative, contribue dans la solution de chlorures - en valeur rapportée aux carbonates - pour 20 ppm de Mg^{++} et 9 ppm de Sr^{++}. (Cette contribution est évidemment négligeable si elle n'atteint pas 1 % de la teneur totale du Mg^{++} ou du Sr^{++} des carbonates, c'est-à-dire si elle est inférieure à l'erreur de la technique de dosage estimée à 1 %). Ce qui est apporté par la calcite magnésienne est plus variable et est résumé dans le tableau 19 ci-dessous :

1 % de calcite		Ca^{++}	Sr^{++}	Mg^{++}
dite non magnésienne	(1)	$0,4 .10^{-2}$	9.10^{-6}	25.10^{-6}
à 10-11 % $MgCO_3$	(2)	$0,36.10^{-2}$	15.10^{-6}	250.10^{-6}
à 12 % $MgCO_3$	(2)	$0,35.10^{-2}$		300.10^{-6}
à 13-14 % $MgCO_3$	(2)		17.10^{-6}	330.10^{-6}
à 15-17 % $MgCO_3$	(2)	$0,34.10^{-2}$		410.10^{-6}

(1) *de 0 à 4 % de moles de* $MgCO_3$
(2) *en moles*

Tableau 19 : Contribution des calcites en Ca^{++}, Sr^{++}, Mg^{++} dans les solutions de dosage (les valeurs étant rapportées aux carbonates).

b) Composition de l'aragonite précipitée par des organismes.

La liste des organismes déjà analysés - surtout pour leur contenu en Sr^{++} (*in* Milliman, 1974) - est déjà longue; mais avant d'analyser les sédiments et de déterminer la composition de l'aragonite d'origine discutée, il est intéressant de connaître ou de vérifier la composition de l'aragonite de tests récoltés dans le Golfe Persique et celle appartenant à des organismes nouvellement découverts ou non encore dosés.

Source : MNHN, Paris

1. L'aragonite de quelques tests.

Des analyses de composition globale de gastéropodes et de coraux (tableau 20) et les calculs des teneurs en Sr^{++} et en Mg^{++} rapportées à 100 % d'aragonite (tableau 21) confirment des résultats bien acquis : deux formules

Phase minéralogique	Aragonite						
Echantillon	Cérithium (4)	Natica (5)	Strombus (5)	Acropora (4)	Acropora (4)(6)	Acropora (5)	Porites (5)
Dosages bruts (1)							
Carbonates (2)	99,0	96,4	100 ?	93,0		96,15	94,62
Ca^{++}	39,14	38,3	39,8	36,5	39,05	37,3	37,3
Sr^{++}	0,220	0,164	0,16	0,695	0,785	0,779	0,75
Mg^{++}	0,032	0,02	0,06	0,11	0,13	0,11	0,13
Composition							
$CaCO_3$	97,85	95,75	99,5	91,25	97,62	93,25	93,25
$SrCO_3$	0,37	0,28	0,27	1,17	1,32	1,31	1,26
$MgCO_3$	0,11	0,07	0,17	0,38	0,45	0,38	0,45
Insoluble (3)	1,0	3,54	?	7,0	≈ 0	3,85	5,38
Total	99,33	99,64	99,94	99,80	99,39	98,79	100,34

(1)(2) : cf. tableau 17

(3) = matière organique

(4) Echantillons du S.E. du Golfe Persique

(5) D'après Milliman, 1974 ; valeurs recalculées d'après les teneurs dans les carbonates et la teneur en matière organique indiquées p. 92 et 112

(6) Traité à l'eau de javel

Tableau 20 : Composition globale de tests et débris bioclastiques en aragonite (algues exclues).

Espèces	Teneurs en Sr^{++} (3) ($x10^{-6}$)	Teneurs en Mg^{++} (3) ($x10^{-6}$)
Gastéropodes		
Cerithium sp.	2220 ± 150	330 ± 30
id. d'après Milliman 1974 (1)	1200 (700-2200)	290 (100-500)
Coraux		
Acropora	7470 ± 300	1180 ± 120
Acropora (2)	7850 ± 300	1300 ± 130
id. d'après Milliman 1974 (1)	8000 (7200-9200)	1250 ± ?
id. d'après Kinsman 1969		
- Golfe Persique	7740 ± 300	
- Bahamas	7980 ± 300	1270 ± 300

(1) *recalculées d'après données p. 92 et 112 pour homogénéiser et comparer les résultats*

(2) *échantillon traité à l'eau de javel avant analyse*

(3) *d'après proportions de Sr^{++} et Mg^{++} dosées (cf. tableau 20) et rapportées à 100% d'aragonite*

Tableau 21 : Teneurs en Sr^{++} et en Mg^{++} de l'aragonite des gastéropodes et des coraux.

Source : MNHN, Paris

d'aragonite existent, l'une faiblement strontique (1200 à 2200 ppm) qui est celle des gastéropodes, l'autre plus strontique (7500-8300 ppm) comme celle des coraux; le contenu en magnésium présente une même répartition en 2 ensembles : d'une part, une teneur moyenne de 330 ± 120 ppm comparable aux valeurs données par d'autres auteurs et qui correspond à l'aragonite faiblement strontique, d'autre part, une teneur moyenne de 1240 ± 80 ppm pour les coraux du Golfe Persique, également comparable à ce qui est connu dans la littérature pour les coraux de diverses provenances et correspondant à une aragonite plus riche en strontium.

2. Analyse des algues aragonitiques et composition de l'aragonite algaire.

Des analyses d'algues étudiées au chapitre IV sont présentées ici (tableau 22) en tenant compte des épiphytes calcitiques difficiles à éliminer au cours des préparations (cf. protocole, § I A). On peut noter jusqu'à 10 % de calcite magnésienne alors que le test de l'algue elle-même est purement aragonitique. Le tableau 22 (en bas) montre les corrections possibles précédant le calcul des teneurs en Sr^{++} et en Mg^{++} rapportées à 100 % de l'aragonite algaire. Ces diverses teneurs sont regroupées dans le tableau 23.

Paragenèse	Aragonite (tests proprements dits) + Calcites (épiphytes)								
Espèce	*Liagora farinosa*	*L. pinnata*	*L. cenomyce*	*Galaxaura oblusata*	*Penicillus dumetosus* (6)	*Pedobesia lamourouxii*	*Halimeda* (7)	*Penicillus* (7)	*Cymopolia* (7)
Dosages bruts (1)									
Ca^{++}	22,55	22,20	22,21	24,40	23,90	31,88	35,2	32,9	39,0
Sr^{++}	0,520	0,532	0,524	0,494	0,525	0,690	0,880	0,870	0,900
Mg^{++}	0,092	0,132	0,136	0,278	0,222	0,35	0,09	0,37	0,34
Equivalent en carbonates	57,6	56,9	56,9	62,7	61,4	82,1	89,8	85	100,2
Valeurs rapportées à 100 % de carbonates									
Ca^{++}	39,1	38,9	38,9	38,9	38,9	38,8	39,2	38,7	39,0
Sr^{++}	0,90	0,93	0,91	0,79	0,85	0,84	0,98	1,02	0,90
Mg^{++}	0,16	0,23	0,24	0,44	0,36	0,42	0,10	0,43	0,34
Minéralogie des carbonates									
Aragonite	95,5 ± 2	95,5 ± 2	95 ± 2	91 ± 2,5	92,5 ± 2,5	95 ± 2	100 ?	100 ?	100 ?
Calcite (2)	4,5	2	1,8	0	0	0			
Calcite magnésienne (3)	0	2,5 (13)	3,2 (13)	9 (13)	7,5 (14)	5 (10)			
Apports respectifs de la calcite (Cal) et de l'aragonite (Ar) en :									
Ca^{++} (Cal) (4)	1,0	1,0	1,2	3,5	2,9	1,9			
Ca^{++} (Ar) (5)	38,1	37,9	37,7	35,4	36,0	36,9	39,2	38,7	39,0
Sr^{++} (Cal) (4)	négligeable	négligeable	0,008	0,020	0,015	0,010			
Sr^{++} (Ar) (5)	0,90	0,93	0,902	0,77	0,835	0,83	0,98	1,02	0,90
Mg^{++} (Cal) (4)	négligeable	0,08 ± 0,03	0,11 ± 0,03	0,30 ± 0,09	0,25 ± 0,07	0,12 ± 0,04			
Mg^{++} (Ar) (5)	0,16	0,15	0,13	0,14	0,11	0,30	0,10	0,43	0,34

(1) *en % du poids sec d'algues avant traitement à l'eau de javel*
(2) *calcite ayant moins de 4 % de moles de $MgCO_3$*
(3) *la teneur en moles de $MgCO_3$ est indiquée entre parenthèses*
(4) *d'après les proportions précédentes et compte tenu des contributions des calcites indiquées tableau 19*
(5) *par différence entre total et (4)*
(6) *moyenne de 3 échantillons*
(7) *d'après Milliman 1974, p. 74*

Tableau 22 : Dosage sur des algues aragonitiques (comportant des épiphytes calcitiques) traitées à l'eau de javel pour exclure la matière organique

Source MNHN, Paris

Pour une part, les résultats constituent les premières données sur la composition de l'aragonite d'algues rouges et d'une algue verte; pour une autre part, ils permettent une vérification ou une comparaison des teneurs déjà connues de l'aragonite d'algues vertes.

L'aragonite des algues rouges - divers *Liagora* et *Galaxaura* - contient (en chiffres arrondis) 9 250 ± 500 ppm de Sr^{++} et 1 500 ± 150 ppm de Mg^{++}. L'analyse de plusieurs *Penicillus dumetosus* conduit à calculer des teneurs moyennes de l'aragonite de 9 100 ± 350 ppm de Sr^{++} et 1 200 ± 150 ppm de Mg^{++} et celle de *Pedobesia lamourouxii* de 8 800 ppm de Sr^{++} et 3 200 ppm de Mg^{++}.

Les valeurs de la teneur en strontium sont très voisines de celles déjà connues et l'amplitude des teneurs en strontium est faible, tant dans l'aragonite des Rhodophycées que dans celle de l'ensemble des Chlorophycées : 9 000 ± 1 200 ppm (c'est-à-dire ± 15 % maximum).

En revanche apparaissent des différences plus ou moins importantes dans les teneurs en magnésium - dans un rapport de 1 à 10 - et des valeurs plus regroupées pour certaines algues :

Espèces	Sr^{++} (x 10^{-6})			Mg^{++} (x 10^{-6})		
	[1]	[2]	[3]	[1]	[2]	[3]
- Algues rouges						
Liagora farinosa (Bermudes)	9300	9420	9360	1670	1660	1665
L. pinnata (Baie Floride)	9640	9740	9690	1570	1560	1565
L. cenomyce (Hawaï)	9390	9490	9440	1340	1360	1350
Galaxaura ollusata	8560	8460	8510	1540	1600	1570
Moyenne [4]			9250±510			1540±130
id. d'après Milliman, 1974 [5]						
Galaxaura		9500		7800		
- Algues vertes						
Penicillus dumetosus [6]	9140	9030	9085±360	1190	1210	1200±150
Pedobesia lamourouxii (Villefranche)	8860	8740	8800	3150	3210	3180
id. d'après Milliman, 1974 [5]						
Halimeda	9830	9800	9815	1000	1020	1010
Penicillus	10300	10200	10250	4300	4370	4335
Rhipocephalus		8000	8000			
Cymopolia	9090	9000	9045	3400	3450	3425
Moyenne [7]			9280±940			
id. d'après Kinsman, 1969						
Halimeda [8]		8960			620	
Penicillus [9]		8840			3670	
Rhipocephalus		7750			6110	
Udotea [10]		8820			905	
Moyenne [11]		8780±450				

[1] & [3] : *cf. tableau 16*

[4] *moyenne ± écart type de 4 mesures*

[5] *valeurs recalculées à partir des données p. 64 et 74*

[6] *moyenne ± écart type de 3 mesures. Provenance Baie de Floride*

[7] " " *4 mesures*

[8] *moyenne de 4 mesures*

[9] *moyenne de 5 mesures*

[10] *moyenne de 2 mesures*

[11] *moyenne ± écart type recalculée à partir de 13 mesures (cf. p. 496)*

Tableau 23 : Teneurs en Sr^{++} et en Mg^{++} de l'aragonite algaire.

Source : MNHN, Paris

- *Halimeda* semble avoir l'aragonite la moins magnésienne : de 500 à 1000 ppm de Mg^{++} (d'après Kinsman, 1969);

- les valeurs trouvées ici pour *Penicillus* (1200 ppm) et pour *Galaxaura* (1600 ppm) sont beaucoup plus faibles que celles figurant dans la littérature mais plus plausibles pour des raisons de conditions de mode opératoire; habituellement les épiphytes calcitiques ne semblent pas pris en compte : cela se traduit par des teneurs exagérées de Mg^{++} rapportées à l'aragonite elle-même : cf. Milliman (1974, p. 64) pour *Galaxaura*, Kinsman (1969, p. 496) pour *Penicillus* et *Rhipocephalus*; (mais Kinsman ne choisissait ensuite que les valeurs les plus basses de ses analyses, même si elles étaient accidentelles et concluait que l'aragonite algaire contenait 400 à 1000 ppm);

- le bon groupement des teneurs de 1300 à 1600 ppm de Mg^{++} trouvées ici dans l'aragonite des algues rouges, laisse penser que cette moyenne plus forte que celle généralement avancée pour l'aragonite algaire peut être retenue;

- la valeur de 3200 ppm de Mg^{++} pour *Pedobesia* est douteuse. Étant donné la taille de l'algue (cf. chap. IV, p. 141), le faible poids recueilli et la difficulté, dans ces conditions, de laver à l'eau de javel et de rincer l'échantillon, une pollution possible par la matière organique n'est pas à écarter;

- des valeurs plus fortes (supérieures à 3500 ppm) sont encore plus suspectées d'être faussées par un apport de Mg^{++} d'autres phases et indûment attribuées à l'aragonite.

C. COMPOSITION GLOBALE DES SÉDIMENTS ET DE LEURS CARBONATES SOLUBLES (A HCl 1N A FROID)

a) Paragenèse et composition chimique des boues et pellets.

1. Boues et pellets des lagunes du S.E. du Golfe Persique et des lagunes sur les hauts fonds de «l'Homocline» (tableaux 24 a et b, fig. 25 a).

Les microfaciès relativement variés de boues, boues à pellets mous ou durcis, sables fins à pellets durcis (décrits au chap. I, p. 35) se résument à 3 paragenèses :

- aragonite + calcites (bioclastiques) (+ matière organique);
- aragonite + calcites (bioclastiques) + traces de quartz (+ matière organique);
- aragonite + calcites (bioclastiques) + traces de quartz + dolomite (+ matière organique).

La dolomite est clairement néogénétique; les teneurs vont de nulles à 8 % (cf. tableau 24 a et b) voire 50 % du sédiment (cf. § C b, tableau 27).

La teneur moyenne en carbonates (non compris la dolomite) est de 82 %, variant de 70 à 90 % du poids sec de sédiment.

L'aragonite est - de loin - la première phase minérale de ces sédiments mais sa proportion vis-à-vis des calcites fait apparaître 2 ensembles (fig. 25 a) :

- des boues et pellets où l'aragonite représente 85 à 95 % des calcaires et 60 à 85 % du sédiment total; la calcite peu ou non magnésienne varie de 2 à 10 % des calcaires et de 1 à 7 % du sédiment; la calcite magnésienne, titrant 13-14 moles % de $MgCO_3$ ne compte que pour 1 à 5 % des calcaires et 1 à 4 % du sédiment total;

- des boues et pellets où la teneur en aragonite est moins forte : 50 à 70 % des calcaires et 40 à 60 % du sédiment; la calcite magnésienne (de 11 à 14 moles % de $MgCO_3$) domine ensuite avec 15 à 25 % des calcaires et 14 à 20 % du sédiment.

La lithification - synsédimentaire - des pellets s'accompagne d'un accroissement du taux d'aragonite par rapport au même faciès boueux (+ 15 % du sédiment total sec : cf. tableau 24 a, 71 148 c, b, a).

Comme la plupart des teneurs en strontium de calcaires anciens sont rapportées soit au total de la roche (cf. Bausch, 1969; Kahle, 1965), soit au total des carbonates solubles (Ragland et al., 1969; Renard, 1972) ces valeurs seront données ici pour comparaison et pour discuter plus loin (§ III) de leur signification.

La teneur en strontium des boues et des pellets des lagunes du Golfe Persique varie dans un rapport de 1 à 2 : de 0,42 à 0,88 % (en moyenne 0,67 %); rapportée aux carbonates cette teneur varie de 0,52 à 0,98 % (en moyenne 0,82 %).

Source : MNHN, Paris

Paragenèse	Aragonite + Calcite + Calcite magnésienne + traces de quartz (+ matière organique)											Aragonite + calcite + calcite magnésienne (+ matière organique)
N°	71113	71113J [6]	71147a	71147J [6]	71147b	71148a [7][8]	71148b [7][9]	71148c [7]	71172	71172J [6]	71183	71175
Dosages bruts [1]												
Carbonates [2]	86,8	86,8	86,9	86,9	84,6	90,2	81,8	79,4	80,2	80,2	84,6	83,1
Ca^{++}	33,8	33,9	33,7	33,8	33,7	34,7	32,5	30,9	30,5	31,0	31,8	31,5
Sr^{++}	0,830	0,816	0,698	0,725	0,685	0,887	0,740	0,712	0,421	0,447	0,635	0,528
Mg^{++}	0,44	0,10	0,53	0,19	0,46	0,26	0,54	0,72	1,12	0,50	1,27	1,06
Minéralogie des carbonates [2]												
Aragonite	95±2	95±2	92,5±2,5	92,5±2,5	94±2,5	95,5±2	91±2,5	94,5±2,5	52±8	52±8	72,5±7	66±8
Calcite [3]	3,5	3,5	3	3	3,5	2,5	5	2	23	23	11	13
Calcite magnésienne [4]	1,5 (17)	1,5 (17)	4,5 (14)	4,5 (14)	2,5 (13)	2 (14)	4 (13)	3,5 (13)	25 (11)	25 (11)	16,5 (12)	21 (14)
Teneur des carbonates [2] en :												
Ca^{++}	38,9	39,0	38,9	38,9	39,8	38,5	39,7	38,9	38,0	38,6	37,6	37,9
Sr^{++}	0,956	0,940	0,803	0,823	0,810	0,983	0,905	0,897	0,525	0,557	0,750	0,635
Mg^{++}	0,51	0,115	0,61	0,225	0,54	0,29	0,66	0,91	1,52	0,62	1,50	
Composition [5]												
$CaCO_3$	84,5	84,75	84,25	84,5	84,25	86,75	81,25	77,25	76,25	77,50	79,5	78,75
$SrCO_3$	1,4	1,37	1,2	1,2	1,15	1,5	1,25	1,2	0,7	0,75	1,1	0,9
$MgCO_3$	1,5	0,35	1,85	0,7	1,6	0,9	1,9	2,5	3,9	1,75	4,4	3,7
Aragonite	82,5	82,5	80,4	80,4	79,5	86,2	74,4	75	41,8	41,8	61,3	54,8
Calcite	3,0	3,0	2,6	2,6	3,0	2,2	4,1	1,6	18,4	18,4	9,3	10,8
Calcite magnésienne	1,3	1,3	3,9	3,9	2,1	1,8	3,3	2,6	20,0	20,0	14,0	17,5
Insoluble	13,2	13,2	13,1	13,1	15,4	9,8	18,2	20,6	19,8	19,8	15,4	16,9
Quartz	13,2	13,2	13,1	13,1	15,4	9,8	18,2	20,6	19,8	19,8	15,4	16,9
Matière organique												
Total	100,6 100	99,7 100	100,4 100	99,5 100	102,4 100	98,95 100	102,6 100	101,55 100	100,65 100	99,8 100	100,4 100	100,25 100

[1] en % du poids sec de sédiment

[2] carbonates solubles à HCl 1N à froid

[3] à teneur en $MgCO_3$ inférieure à 4 moles %

[4] la teneur en moles % de $MgCO_3$ est indiquée entre parenthèses

[5] en % du poids sec de sédiment ; composition donnée en carbonates et en insoluble d'une part, en phases minéralogiques calcaires et en insoluble d'autre part ; calculée d'après [1]

[6] exact à l'eau de javel ; cf. protocole et tableau 14B

[7] passage aspado de boue [c] à sable à pellets durcis [a] ; cf. chap. 1, § 1Ad

[8] sable à pellets durcis

[9] boue à pellets

Tableau 24 a : Composition globale des boues et des pellets de lagunes du S.E. du Golfe Persique (y compris de lagunes de hauts fonds sur l'«Homocline»)

Source : MNHN, Paris

Paragenèse	Aragonite + calcite + calcite magnésienne + traces de quartz + dolomite (+ matière organique)						
N°	7125 a	7125 b	7125 J (6)	7163 b1	7163 b2	7163b3	7163 J (6)
Dosages bruts (1)							
Carbonates	72,5	71,3	71,3	79,8	79,8	79,8	79,8
Ca^{++}	28,15	27,3	28,05	29,9	30,8	31,1	31,1
Sr^{++}	0,660	0,604	0,596	0,676	0,650	0,660	0,686
Mg^{++}	0,67	1,13	0,155	1,11	1,12	0,99	0,17
Minéralogie des carbonates (2)							
Aragonite	89,5±3	87,5±3	87,5±3	94,5±2,5	94,5±2,5	94,5±2,5	94,5±2,5
Calcite (3)	6,5	9,5	9,5	3,5	3,5	3,5	3,5
Calcite magnésienne (4)	4 (13)	3 (13)	3 (13)	2 (13)	2 (13)	2 (13)	2 (13)
Teneurs des carbonates (2) en :							
Ca^{++}	38,8	38,3	39,3	37,5	38,6	39,0	39,0
Sr^{++}	0,910	0,847	0,836	0,847	0,814	0,827	0,860
Mg^{++}	0,92	1,58	0,22	1,39	1,40	1,24	0,21
Composition (5)							
$CaCO_3$	70,4	68,25	70,1	74,75	77,0	77,75	77,75
$SrCO_3$	1,11	1,02	1,0	1,14	1,09	1,11	1,16
$MgCO_3$	2,3	3,95	0,5	3,9	3,9	3,5	0,6
Aragonite	64,9	62,4		75,4		75,4	
Calcite (3)	4,7	6,8		2,8		2,8	
Calcite magnésienne	2,9	2,1		1,6		1,6	
Insoluble	27,5	28,7	28,7	20,2	20,2	20,2	20,2
Dolomite	8 (7)	8 (7)		8 (7)		8 (7)	
Quartz	19,5±2	20,7±2		12,2±2		12,2±2	
Matière organique							
Total	101,3 100	101,9 100	100,3	100,0 100	102,2	102,6 100	99,7

(1) *en % du poids sec de sédiment*

(2) *carbonates solubles à HCl 1N à froid* (c. à d. *non compris la dolomite apparaissant dans l'insoluble, cf.* (5) *et voir discussion sur fiabilité de la méthode*)

(3) *à teneur en $MgCO_3$ inférieure à 4 notes %*

(4) *la teneur en moles % de $MgCO_3$ est indiquée entre parenthèses*

(5) *en % du poids sec de sédiment, composition donnée en carbonates et en insoluble d'une part, en phases minéralogiques calcaires (aragonite + calcite(s)) et en insoluble (dolomite + quartz + matière organique) d'autre part*

(6) *traité à l'eau de javel ; cf. protocole et tableau 14 B*

(7) *valeur estimée à + 2 % correspondant à l'augmentation d'insoluble par rapport à sa teneur dans les sédiments contigüs de même faciès (cf. tableau 14 a) en comparant 71115, 71147, 71183 et 7163 d'une part, 71148 c, 71172 et 7125 d'autre part*

Tableau 24 b : Composition globale des boues et des pellets de lagunes du S.E. du Golfe Persique (suite).

La distribution du magnésium présente des écarts plus importants - de 1 à 6 - de 0,2 à 1,3 % dans le sédiment. En écartant les échantillons non traités à l'eau de javel dont les résultats sont faussés par l'apport de la matière organique, la teneur en Mg^{++} dans les carbonates varie seulement de 0,1 à 0,6 % (0,2 % en moyenne) dépendant du contenu en calcite magnésienne.

2. Boues et pellets des Bahamas (grand Banc, lagunes d'Andros) et de Baie de Floride (tableau 25, fig. 25 a).

La même variété de microfaciès ne comporte ici qu'une seule paragenèse :
- aragonite + calcites (bioclastiques) (+ matière organique).

La teneur en carbonates (85 à 90 %) et celle en aragonite (65 à 90 %), également le minéral majeur des calcaires, sont très voisines de celles des sédiments comparables du Golfe Persique. Seule différence notable : la calcite magnésienne semble toujours présenter la plus forte teneur par rapport à la calcite peu ou non magnésienne.

Source : MNHN, Paris

Paragenèse	Aragonite + Calcite magnésienne (+ matière organique)				Aragonite + Calcite magnésienne + Calcite (+ matière organique)	
N°	7010 a	7010 J1 (6)	7010 b	7010 J2 (6)	71170	71169 (7)
Dosages bruts (1)						
Carbonates (2)	90,3	90,3	90,1	90,1	89,2	85,0
Ca^{++}	34,6	35,1	34,8	34,9	34,8	31,8
Sr^{++}	0,796	0,760	0,780	0,758	0,628	0,557
Mg^{++}	0,48	0,42	0,49	0,41	0,83	1,15
Minéralogie des carbonates (2)						
Aragonite	88±3	88±3	88±3	88±3	70±7	65±8
Calcite (3)	0	0	0	0	10	5
Calcite magnésienne (4)	12 (14)	12 (14)	12 (14)	12 (14)	20 (13)	30 (16)
Teneur des carbonates (2) en :						
Ca^{++}	38,3	38,9	38,6	38,7	39,1	37,4
Sr^{++}	0,882	0,842	0,866	0,841	0,704	0,655
Mg^{++}	0,53	0,46	0,54	0,45	0,93	1,35
Composition (5)						
$CaCO_3$	86,5	87,75	87,0	87,25	87,0	79,5
$SrCO_3$	1,34	1,28	1,30	1,28	1,05	0,94
$MgCO_3$	1,7	1,5	1,7	1,4	2,1	4,0
Aragonite	79,4	79,4	79,3	79,3	62,5	55,3
Calcite (3)	0	0	0	0	8,9	4,2
Calcite magnésienne	10,9	10,9	10,8	10,8	17,8	25,5
Insoluble	9,7 9,7	9,7 9,7	9,9 9,9	9,9 9,9	10,8 10,8	15,0 15,0
Total	99,2 100	100,2 100	99,9 100	99,8 100	100,95 100	99,4 100

(1) à (6) : cf. tableau 24a

(7) moyenne de 3 échantillons

Tableau 25 : Composition globale de boues et de pellets des Bahamas (grand Banc et lagunes d'Andros) et de la Baie de Floride (71 169).

La boue de la Baie de Floride est la plus pauvre en aragonite (seulement 55 % environ du sédiment) et c'est le sédiment de cette famille de faciès qui semble contenir le plus de calcite magnésienne (25 % du poids total sec).

Le contenu en magnésium reflète cette différence avec les sédiments du Golfe Persique : à la fois plus fort en moyenne (0,8 % dans les carbonates) et moins variable.

Boues et pellets des Bahamas ont une teneur moyenne en strontium - 0,70 % du sédiment et 0,85 % des carbonates - tout à fait comparable à celles trouvées pour les mêmes sédiments du Golfe Persique. Les boues de la Baie de Floride contiennent moins de strontium : 0,55 % du sédiment et 0,65 % des carbonates; la teneur dans le sédiment total est en accord avec celles mentionnées par Stehli et Hoover (1961) à l'exception de leurs plus basses valeurs de 2700-3200 ppm.

3. Boues et fraction boueuse des sédiments de l'«Homocline» et du centre du Golfe Persique (tableau 26, fig. 25 c).

Sauf le cas de pseudo-pellets - moulages d'ostracodes, cf. chap. I, p. 48 - qui sont associés à la fraction fine des sédiments du centre du Golfe, les boues ou la fraction boueuse des sédiments en question apparaissent comme

Source : MNHN, Paris

Paragenèses	Aragonite + Calcites (+ matière organique)	Aragonite + Calcites + Quartz (+ matière organique)		Aragonite + Calcites + Argiles (traces)	Aragonite + Calcites + Quartz + Argiles (+ matière organique)						
N°	71174	71173	71177	71181	71178	71179	71180	71182	71184	71185	71186
milieu (cf. tableaux 6a, b, c)	61	61	62 (= a2)	61	63	63	63	63-c	c	(6)	(6)
Dosages bruts (1)											
Carbonates (2)	83,7	80,6	85,7	85,0	85,5	83,1	80,2	72,6	66,6	68,9	73,9
Ca^{++}	31,9	31,0	32,5	32,5	32,2	30,6	29,5	27,4	25,4	26,5	27,5
Sr^{++}	0,341	0,348	0,483	0,401	0,278	0,259	0,241	0,228	0,216	0,339	0,276
Mg^{++}	0,85	1,05	1,14	0,75	1,11	1,50	1,15	1,04	0,97	0,58	1,20
Minéralogie des carbonates (2)											
Aragonite	59±8	57±8	64±8	65±8	45±10	43±10	44±10	45±10	55±8	60±8	57±8
Calcite (5)	22	22	13	18	30	16	28	35	42	38	31
Calcite magnésienne (4)	19 (12)	21 (11)	23 (13)	16 (12)	25 (13)	41 (13-14)	28 (13)	20 (11)	3 (11)	2 (11)	12 (11)
Teneur des carbonates (2) en :											
Ca^{++}	38,1	38,5	37,9	37,8	37,6	36,8	36,8	37,7	38,1	38,5	37,2
Sr^{++}	0,408	0,432	0,564	0,466	0,325	0,226	0,300	0,314	0,324	0,492	0,373
Mg^{++}	1,01	1,30	1,33	0,87	1,30	1,80	1,43	1,43	1,45	1,42	1,62
Composition (5)											
$CaCO_3$	79,75	77,5	81,25	81,25	80,5	76,5	73,75	68,5	63,5	66,25	68,75
$SrCO_3$	0,58	0,5	0,81	0,68	0,47	0,44	0,41	0,38	0,36	0,57	0,46
$MgCO_3$	3,0	3,6	3,9	2,6	3,9	5,2	4,0	3,7	3,4	3,4	4,2
Aragonite	49,4	45,0	54,9	56,8	38,5	35,7	35,4	32,7	36,6	41,3	42,1
Calcite (3)	18,4	17,7	11,1	15,5	25,6	13,3	22,4	25,4	28,0	26,2	22,9
Calcite magnésienne (4)	15,9	15,9	19,7	13,7	21,4	34,1	22,4	14,5	2,0	1,4	8,9
Insoluble	16,3 16,3	19,4 19,4	14,3 14,3	14,0 14,0	14,5 14,5	16,9 16,9	19,8 19,8	27,4 27,4	33,4 33,4	31,1 31,1	26,1 26,1
Total	99,6 100	101,1 100	100,3 -100	98,5 100	99,4 100	99,0 100	98,0 100	100,0 100	100,7 100	101,3 100	99,5 100

(1) à (5) : cf. tableau 14a

(6) Golfe d'Oman

Tableau 26 : Composition des boues ou fractions de sédiments du Golfe Persique, provenant des domaines de l'Homocline et du Centre du Golfe (cf. tableaux 6 a, b, e).

Source : MNHN, Paris

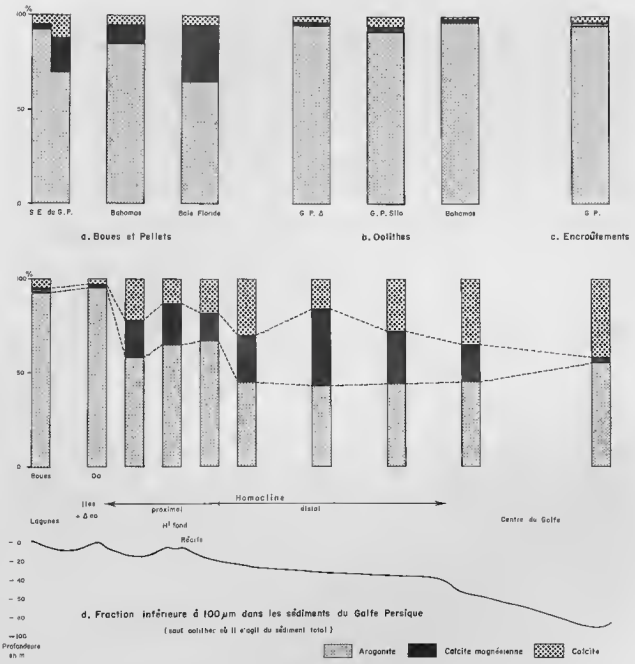


Fig. 25 : Composition des teneurs en aragonite et des proportions relatives calcite-calcite magnésienne dans les principaux sédiments étudiés.

une «micrite» banale. A une structure presque unique correspondent ici plusieurs paragenèses : à l'aragonite - le minéral dominant - et en plus de la calcite et de la calcite magnésienne, viennent en effet s'ajouter soit le quartz, soit des argiles, soit de la matière organique, soit plusieurs de ces autres phases (cf. tableau 26).

A partir de 20 m de profondeur, la teneur en aragonite chute de 30 % par rapport aux teneurs des sédiments de l'homocline proximal ou des hauts fonds, reste constante jusqu'au centre du Golfe Persique et remonte à la

Source : MNHN, Paris

sortie du détroit d'Hormuz et dans le Golfe d'Oman (fig. 25). Dans le même temps la calcite magnésienne, après un maximum de 34 % du sédiment à la limite des zones proximale et distale de l'«homocline», diminue fortement, ne compte plus que pour 2 à 3 % au centre du Golfe pour réapparaître dans le Golfe d'Oman. La calcite peu ou non magnésienne varie nettement moins : dans un rapport de 1 à 2,5 contre 1 à 20 pour la calcite magnésienne; elle augmente statistiquement en direction du centre du Golfe où elle atteint sa plus forte teneur (environ 28% du sédiment), en relation étroite avec l'augmentation observée des foraminifères pélagiques et des coccolithes.

Les teneurs en strontium sont beaucoup plus faibles que celles des boues et pellets des lagunes : de 2100 à 4800 ppm (en moyenne 3100 ppm) du sédiment et de 2300 à 5600 ppm (en moyenne 3800 ppm) des carbonates.

b) Dépôts en relation avec de la matière organique (tableau 27).

Les laminites algo-sédimentaires, les dépôts sur tapis algaire des lagunes du S.E. du Golfe Persique ont en

Paragenèses	Aragonite + Calcite + Calcite magnésienne + Dolomite + traces de Quartz (+ matière organique)										Aragonite + Calcite magnésienne (+ matière organique)	
N°	7123 a		7123 b		7163 a		7163 a2		7138 d		Micrite expérimentale	
Dosages bruts (1)												
Carbonates (2)	57,7		69,8		52,1		55,4		52,5			
Ca^{++}	21,5		26,2		20,1		20,85		20,5		31,9	
Sr^{++}	0,529		0,606		0,431		0,448		0,288		0,00 ?	
Mg^{++}	1,47		1,45		0,98		1,07		1,60		0,87	
Minéralogie des carbonates (2)												
Aragonite	92,5±2,5		91±2,5		93±3		93±3		75±7		90±3	
Calcite (3)	7		5,5		4,5		4,5		15		0	
Calcite magnésienne (4)	0,5 (13)		3,5 (13)		2,5 (13)		2,5 (13)		10 (13)		10 (10)	
Teneur des carbonates (2) en :												
Ca^{++}	37,3		37,5		38,6		37,6		39,0		38,5	
Sr^{++}	0,917		0,868		0,827		0,809		0,549		0,0	
Mg^{++}	2,55		2,08		1,88		1,93		3,05		1,05	
Composition (5)												
$CaCO_3$	53,75		65,5		50,25		52,12		51,25		79,75	
$SrCO_3$	0,89		1,02		0,73		0,75		0,48		0,0	82,8
$MgCO_3$	5,14		5,07		3,43		3,74		3,30		3,04	
Aragonite		53,4		63,7		48,5		51,5		39,4		
Calcite (3)		4,0		3,7		2,3		2,5		7,9		
Calcite magnésienne		0,3		2,4		1,3		1,4		5,2		
Insoluble (5)	42,3	42,3	30,2	30,2	47,9	47,9	44,6	44,6	47,5	47,5		
Dolomite (6)		8		8		8		8		20		
Matière organique (7)		33		21		39		36		25		
Quartz (8)		1		1		1		1		2,5		
Total	102,1	100	101,8	100	102,3	100	101,2	100	102,5	100		

(1) à (5) : cf. tableau 24a

(6) valeur estimée à 10 % près (correspondant à l'augmentation d'insoluble par rapport aux faciès contigus)

(7) calculée par différence entre (5) et (6)

(8) d'après traces sur diffractogramme

Tableau 27 : Composition globale des laminites algo-sédimentaires, des dépôts sur tapis algaires (7138 d) des lagunes du S.E. du Golfe Persique et d'une micrite *in vitro* en relation avec des Cyanophycées.

Source MNHN, Paris

commun une paragenèse unique :

aragonite + calcite + calcite magnésienne + dolomite + quartz (traces) (+ matière organique).

Compte tenu des seuls carbonates solubles à HCl 1N à froid, la teneur en aragonite (de 75 à 93 % environ) est semblable à celle des boues et pellets contigus et correspond à l'ensemble paragénétique le plus riche en aragonite et où la calcite est plus importante que la calcite magnésienne.

Les teneurs en strontium, avec une moyenne de 0,80 % des carbonates, sont également comparables à celles des autres sédiments des mêmes milieux.

La micrite expérimentale obtenue par culture de Cyanophycées dans l'eau du robinet (cf. chap. I, p. 51) comprend, à ± 3 % près, 90 % d'aragonite et 10 % de calcite magnésienne. L'absence de Sr^{++} dans la solution mère - en cours d'expérience, comme au début - montre que la matière organique algaire n'a pas libéré de Sr^{++} (alors qu'elle libère massivement du Mg^{++}). Par voie de conséquence les carbonates dosés ne contiennent pas de strontium.

c) Relation entre paragenèses, microfaciès et composition des oolithes.

1. Oolithes d'un delta de marée du S.E. du Golfe Persique (tableau 28).

Deux paragenèses rencontrées, la plus fréquente est très simple :

- aragonite + calcite + calcite magnésienne (+ matière organique).

L'autre est caractérisée en plus par : Quartz (parfois en traces seulement) + Feldspath (toujours en traces).

L'aragonite correspond au cortex des oolithes, à leur nucleus, à des bioclastes. Les calcites sont bioclastiques et peuvent constituer aussi le nucleus des oolithes. Quartz et feldspath (cf. anorthose) sont détritiques, provenant des sables éoliens du désert et constituant le nucleus de quelques oolithes.

Les proportions se répartissent ainsi dans les microfaciès :

90-95 % d'oolithes à nuclei d'aragonite (pellets pour 90 % d'entre eux, débris bioclastiques pour le reste);

0 - 5 % d'oolithes à nuclei de calcite (foraminifères) ou de quartz ou de feldspath;

3 - 5 % de pellets aragonitiques sans cortex;

≃ 1 % de débris bioclastiques nus, aragonitiques (lamellibranches, polypiers) ou calcitiques (foraminifères).

La moyenne des carbonates solubles est la plus grande de tous les sédiments du Golfe Persique : près de 94 % du sédiment en poids sec. La teneur en aragonite y est la plus forte : de 92 à 97 % des carbonates, ce qui est comparable à celles des autres oolithes sur la Trucial Coast, mais 84 à 93 % du sédiment total - record du Golfe -. Calcite et calcite magnésienne sont en quantité égale.

Les teneurs en strontium y sont également les plus fortes et les plus resserrées : 0,81 % en moyenne dans le sédiment (0,74 à 0,85 %) et 0,87 % dans les carbonates (0,84 à 0,92 %), celles en magnésium les plus faibles et variant dans un rapport de 1 à 2 seulement.

2. Oolithes de baie ouverte : Zone littorale de Sila, Sud du Golfe Persique (tableau 29).

Les paragenèses : aragonite + calcites + quartz + anorthose (+ matière organique)
et : aragonite + calcites + quartz + anorthose + dolomite (+ matière organique)
se répartissent ainsi dans le grainstone oolithique : 95 % d'oolithes à nucleus de quartz ou feldspath (90 %)
de calcite bioclastique (5-10 %)
d'aragonite bioclastique (10-5 %)
à cortex aragonitique.
4 % de grains de quartz, anorthose, dolomite
1 % de tests et de débris bioclastiques calcitiques (foraminifères)
traces de débris bioclastiques aragonitiques (gastéropodes).

La proportion de minéraux détritiques constituant des grains non cortiqués augmente au détriment des oolithes en allant de la zone intertidale au désert (ce qui n'est pas surprenant) :

- sur la haute plage : 10 % de grains nus de quartz, feldspath, dolomite;
- dans le désert : près de 20 % de grains de quartz et d'anorthose.

Source : MNHN, Paris

N°	7177	7182	7184	7184 (J)	7192	7192 (J)	71107	71108	71124	71124 (J)	71125	71135
Dosages bruts (1)												
Carbonates	95,4	88,5	91,7	91,7	95,15	95,15	94,5	94,0	94,5	94,5	94,7	90,85
Ca^{++}	36,9	34,3	36,5	35,8	37,15	36,9	36,7	36,9	37,1	36,9	37,4	34,8
Sr^{++}	0,845	0,739	0,840	0,807	0,864	0,875	0,745	0,764	0,815	0,827	0,845	0,785
Mg^{++}	0,12	0,28	0,34	0,13	0,28	0,12	0,25	0,225	0,33	0,137	0,32	0,39
Minéralogie des carbonates (2)												
Aragonite	97±1,5	88±3	92,5±2,5	92,5±2,5	97±4,5	97±1,5	92±2,5	89±3	95±2	95±2	96,5±1,5	92±2,5
Calcite (3)	1,5	6,5	5,5	5,5	1	1	2,5	7	2,5	2,5	1,8	3,2
Calcite magnésienne (4)	1,5 (13)	5,5 (14)	2 (16)	2 (16)	2 (14)	2 (14)	5,5 (14)	4 (16)	2,5 (14)	2,5 (14)	1,7 (14)	4,8 (3)
Teneur des carbonates (2)en :												
Ca^{++}	38,7	38,75	39,8	39,0	39,0	38,8	38,8	39,25	39,25	39,0	39,5	38,3
Sr^{++}	0,886	0,835	0,916	0,880	0,908	0,920	0,788	0,813	0,863	0,875	0,892	0,864
Mg^{++}	0,13	0,32	0,37	0,14	0,29	0,13	0,26	0,24	0,35	0,145	0,34	0,43
Composition (5)												
$CaCO_3$	92,25	85,75	91,25	89,5	92	92,25	91,75	92,25	92,75	92,25	93,5	87,0
$SrCO_3$	1,42	1,24	1,41	1,36	1,45	1,47	1,25	1,29	1,37	1,39	1,42	1,32
$MgCO_3$	0,42	0,96	1,18	0,45	0,97	0,42	0,87	0,79	1,15	0,48	1,11	1,35
Aragonite	92,6	77,9	84,8	84,8	92,3	92,3	86,9	83,6	89,7	89,7	91,4	83,6
Calcite (3)	1,4	5,7	5,0	5,0	1,0	1,0	2,4	6,6	2,4	2,4	1,7	2,9
Calcite magnésienne	1,4	4,9	1,9	1,9	1,9	1,9	5,2	3,8	2,4	2,4	1,6	4,4
Insoluble	4,6 4,6	11,5 11,5	8,3 8,3	8,3 8,3	4,85 4,8	4,85 4,8	5,5	6,0 6,0	5,5 5,5	5,5 5,5	5,3 5,3	9,15 9,1
Total	98,7 100	99,5 100	102,1 100	99,6 100	100,2 100	99,0 100	99,4 100	100,3 100	100,8 100	99,6 100	101,3 100	98,8 100

(1) à 15) : cf. tableau 14a
(J) échantillon traité à l'eau de Javel : cf. protocole et tableau 14 B

Tableau 28 : Composition globale des oolithes d'un delta oolithique près d'Abu Dhabi (S.E. du Golfe Persique).

Source : MNHN, Paris

N°	7146 e1	7146 e2	7146 b	7146 c	7146 d	7146 d (3)	7146 a	7146 f	7146 g	7146 g (3)	7147 a	7147 b	7148
Dosages bruts (1)													
Carbonates (2)	70,2	66,2	71,0	57,7	54,9	54,9	75,5	62,8	71,7	73,7	70,5	58,1	49,4
Ca^{++}	26,5	24,0	27,75	21,6	21,25	21,4	29,6	25,0	27,5	27,6	27,2	22,6	19,5
Sr^{++}	0,572	0,563	0,546	0,426	0,387	0,420	0,611	0,587	0,620	0,605	0,632	0,518	0,440
Mg^{++}	0,40	0,49	0,33	0,37	0,50	0,22	0,12	0,37	0,48	0,184	0,30	0,48	0,37
Minéralogie des carbonates (2)													
Aragonite	92±2,5	95±2	82±3,5	86±3	80±3,5	80±3,5	90±2,5	95±2	93±2,5	92±2,5	97±2	96±2	96±2
Calcite (3)	8	3	6	11	18	10	9	3,5	5	5	1	2	4
Calcite magnésienne (4)	0	2 (13)	12 (13)	3 (13)	10 (13)	10 (13)	1 (13)	1,5 (13)	2 (13)	2 (13)	2 (13)	2 (13)	1 (13)
Teneur des carbonates en :													
Ca^{++}	37,75	37,8	39,1	37,4	38,7	38,9	39,2	39,8	38,2	38,8	38,6	39,0	39,5
Sr^{++}	0,815	0,850	0,770	0,716	0,705	0,765	0,809	0,935	0,865	0,844	0,896	0,891	0,890
Mg^{++}	0,57	0,74	0,46	0,64	1,10	0,40	0,16	0,59	0,95	0,145	0,42	0,83	0,75
Composition (5)													
$CaCO_3$	66,25	62,5	69,4	54,0	53	53,5	74,1	62,50	68,75	69,5	68,0	56,5	48,75
$SrCO_3$	0,96	0,95	0,92	0,73	0,65	0,71	1,02	0,99	1,04	1,02	1,06	0,87	0,74
$MgCO_3$	1,48	1,70	1,15	1,28	2,1	0,77	0,42	1,28	2,36	0,36	1,05	1,68	1,29
Aragonite	64,6	62,9	58,2	49,7	43,9	43,9	67,9	59,7	66,7	66,7	68,4	55,7	46,9
Calcite (3)	5,6	2,0	4,3	6,3	5,5	5,6	6,8	2,2	3,6	3,6	0,7	1,2	2,0
Calcite magnésienne	0	1,3	8,5	1,7	5,5	5,6	0,8	0,9	1,4	1,4	1,4	1,2	0,5
Insoluble	29,8 29,8	33,8 33,8	29,8 29,0	42,3 42,3	45,1 45,1	45,1 45,1	24,5 24,5	37,2 37,2	28,3 28,3	28,3 28,3	29,5	41,9 41,9	50,6 50,6
Total	98,4 100	96,95 100	100,5 100	98,3 100	100,9 100	100,1 100	100,0 100	101,9 100	100,5 100	99,2 100	99,6 100	100,9 100	101,4 100

(1) R (5) : cf. tableau 14a

(3) Exacté R l'eau de Javel : cf. protocole et tableau 14 B

Tableau 29 : Composition globale des oolithes de baie ouverte (Sila, S.E. du Golfe Persique) et du désert adjacent (7148).

Source : MNHN, Paris

Les paragenèses rencontrées ne comportent pas de minéraux de néogenèse et la dolomite, quand elle existe, est un minéral détritique au même titre que le quartz et les autres insolubles.

Il convient de rappeler que les analyses chimiques ont porté sur les seules oolithes triées et que l'aragonite de ces échantillons correspond, pour sa presque totalité au cortex des oolithes. Elle compte pour 80 à 97 % des carbonates. La calcite domine généralement la calcite magnésienne. Le taux de carbonates solubles à HCl 1 N à froid, de 55 à 72 %, traduit bien l'apport de sables détritiques en provenance du désert et servant de nuclei aux oolithes.

La teneur globale en strontium, comme attendue, y est plus faible : de 0,39 à 0,63 % mais elle est tout à fait comparable dans les carbonates à celle trouvée pour les oolithes de diverses provenances : 0,76 à 0,93 % et en moyenne 0,85 %.

3. Oolithes de divers milieux du Golfe Persique : lagunes, milieux protégés, désert (tableau 30).

Les oolithes radiaires (d'Um Saïd et de la lagune de Jebel Dhana) ont un cortex oolithique à 95 % voire 97 %, mais cette teneur tend à diminuer (90 %) au fur et à mesure que la taille augmente et la paragenèse s'enrichit de calcite (bioclastique), calcite magnésienne (bioclastique et néogénétique?), dolomite (néogénétique?), traces de quartz (piégé). Le taux de carbonate dépend de la nature du nucleus : 73 % en moyenne à Um Saïd (côte Est de Qatar) contre 86 % dans la lagune de Jebel Dhana.

Les oolithes de structure tangentielle classique des lagunes ne montrent pas de différences significatives avec les autres oolithes. Comme on l'a vu dans une lagune à l'Est d'Abu Dhabi, les pellets durcis et les oolithes superficielles sont en moyenne plus riches en carbonate, en aragonite, en strontium que les boues environnantes et se rapprochent ainsi des taux enregistrés pour les oolithes classiques.

Paragenèse	Aragonite + Calcite	Aragonite + Calcite + Calcite magnésienne + Dolomite (support) + traces de Quartz			Aragonite + Calcite + Calcite magnésienne	Aragonite + Calcite + Calcite magnésienne + Dolomite (néogénétique ?) + traces de Quartz + matière organique	
N°	717 (6)	7141a (7)	7141e2 (7)	7141a3 (7)	7141e4 (7)	7150c (8)	7150c2 (8)
Dosages bruts (1)							
Carbonates (2)	72,9	68,1	81,5	74,0	97,5	78,3	96
Ca^{++}	28,6	25,05	31,7		38,3	29,8	
Sr^{++}	0,611	0,560	0,713	0,635	0,850	0,714	0,724
Mg^{++}	0,04	1,45	0,80		0,14	0,96	
Minéralogie des carbonates (2)							
Aragonite	95±2	90±2,5	90±2,5	95±2	95±2	97±1,5	90±2,5
Calcite (3)	5	6	6	3	3	2	6,5
Calcite magnésienne (4)	0	4 (17)	4 (17)	3 (16)	2 (16)	1 (13)	3,5 (13)
Teneur des carbonates (2) en :							
Ca^{++}	39,2	36,8	38,9		39,3	38,0	
Sr^{++}	0,838	0,822	0,975		0,882	0,912	0,842
Mg^{++}	0,055	2,13	0,98		0,14	1,10	
Composition (5)							
$CaCO_3$	71,5	62,6	79,25		95,75	74,5	
$SrCO_3$	1,02	0,94	1,20		1,45	1,20	
$MgCO_3$	0,14	5,07	2,80		0,49	3,01	
Aragonite	69,3	61,3	73,3	70,3	92,7	75,9	77,4
Calcite (3)	3,6	4,1	4,9	2,2	2,9	1,6	5,6
Calcite magnésienne	0	2,7	3,3	1,5	1,9	0,8	3,0
Insoluble	27,1 27,1	31,9 31,9	18,5 18,5	26,0	2,5 2,5	21,7 21,7	14,0
Total	99,9 100	100,5 100	101,75 100	100	100,2 100	100,4 100	100

(1) à (5) : *cf. tableau 24a*
(6) *oolithes radiaires d'Um Saïd, Qatar*
(7) *pélagosite de Khor Odaïd*
(8) *cortolithes de Jebel Dhanna*

Tableau 30 : Composition globale des oolithes radiaires et des encroûtements du S.E. du Golfe Persique.

Source : MNHN, Paris

Enfin, les oolithes dans le désert, à 50 % de carbonates solubles (car dilués par des sables détritiques) ont des teneurs en aragonite et en strontium comparables à celles des oolithes dans leur milieu de formation.

4. Oolithes et agrégats (grapestones) des Bahamas (tableau 31).

Quel que soit le microfaciès - oolithes typiques, oolithes micritiques, agrégats - la paragenèse est unique :
- aragonite + calcite + calcite magnésienne (+ matière organique).

Le contenu en carbonate de 95,5 % et celui en aragonite (97 à 98 % des carbonates et 92 à 94 % du sédiment) sont les plus forts des sédiments étudiés. Les teneurs en strontium : 0,88 à 0,93 % du sédiment et 0,92 à 0,97 % des carbonates (en moyenne 0,94 %) sont supérieurs d'environ 8 % à celles des oolithes du Golfe Persique. Les teneurs en magnésium comptent parmi les plus faibles : 1300 à 2500 ppm dans le sédiment et 1400 à 2600 ppm dans les carbonates.

Paragenèse	Aragonite + Calcite + Calcite magnésienne (+ matière organique)					
N°	701 (6)	701 J (7)	702-1	702-2	702 J (7)	704 (8)
Dosages bruts (1)						
Carbonates (2)	95,1	95,1	95,6	95,8	95,8	95,0
Ca^{++}	37,2	37,0	36,8	38,25	37,65	37,0
Sr^{++}	0,924	0,913	0,908	0,900	0,905	0,880
Mg^{++}	0,25	0,13	0,20	0,13	0,13	0,155
Minéralogie des carbonates (2)						
Aragonite	98±1,5	98±1,5	98±1,5	98±1,5	98±1,5	97±1,5
Calcite (3)	0,5	0,5	0,8	0,8	0,8	1
Calcite magnésienne (4)	1,5 (16)	1,5 (16)	1,2 (16)	1,2 (16)	1,2 (16)	2 (16)
Teneur des carbonates en :						
Ca^{++}	39,1	38,9	38,5	39,9	39,3	38,9
Sr^{++}	0,971	0,960	0,951	0,939	0,945	0,926
Mg^{++}	0,26	0,14	0,21	0,135	0,11	0,16
Composition (5)						
$CaCO_3$	93,0	92,5	92,0	95,6	94,1	92,5
$SrCO_3$	1,55	1,54	1,53	1,51	1,52	1,48
$MgCO_3$	0,66	0,45	0,69	0,45	0,37	0,54
Aragonite	93,2	93,2	93,6	93,9	93,9	92,2
Calcite (3)	0,5	0,5	0,8	0,8	0,8	0,9
Calcite magnésienne	1,4	1,4	1,1	1,1	1,1	1,9
Insoluble	4,9 4,9	4,9 4,9	4,5 4,5	4,2 4,2	4,2 4,2	5,0 5,0
Total	100,3 100	99,4 100	98,7 100	101,8 100	100,2 100	99,5 100

(1) à (5) : cf. tableau 24a
(4) moyenne de 3 échantillons
(7) traité à l'eau de javel ; cf. protocole et tableau 14 B
(8) moyenne de 2 échantillons

Tableau 31 : Composition globale des oolithes et des agrégats (ou grapestones, n° 704) des Bahamas.

d) Paragenèse et composition chimique de la pélagosite et d'encroûtements divers - coniatolithes - (tableau 30).

Parfaitement isolés en faible prélèvement, pélagosite et encroûtements divers se révèlent être de l'aragonite pure; du moins les calcites ne sont présentes qu'à l'état de traces.

A l'échelle des échantillons nécessaires à l'analyse chimique, la paragenèse est plus complexe :

Source : MNHN, Paris

- aragonite + calcite + calcite magnésienne + dolomite + traces de quartz (+ matière organique).

Pour la pélagosite, la dolomite provient clairement du support sur lequel elle a précipité. Pour les encroûtements plus hétérogènes, chaque phase apparaît successivement sous des aspects divers : structure primaire résultant d'une précipitation, phase détritique piégée, néogenèse.

La teneur en carbonate de 68 à 97 % n'a donc pas de signification quant à la nature du dépôt. Elle n'est qu'une étape, compte tenu du pourcentage d'aragonite (90 à 95 %), de calcite (2 à 6,5 %) dominant toujours la calcite magnésienne (0 à 4 %) pour connaître la teneur en cations principaux et les rapporter à l'aragonite.

Les teneurs des carbonates en aragonite (en moyenne 92,5 %) et en strontium (0,82 à 0,91 %, en moyenne : 0,86 %) sont tout à fait comparables à celles des oolithes.

		Sr^{++}			Mg^{++}		
		(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
Boues et pellets	71113	10150	10060	10105			
- paragenèses sans dolomite	71113 (J)	9980	9900	9940	480	470	475
	71147 a	8960	8600	8780			
	71147 (J)	8960	8900	8930	770	760	765
	71147 b	8450	8550	8500			
	71148 a	10480	10300	10390			
	71148 b	9720	9820	9770			
	71148 c	9470	9400	9435			
	71172	9220	8960	9100			
	71172 (J)	9720	9610	9665			
	71183	10230	9820	10025			
	71175	9130	8910	9020			
	moyenne (4)	9540±610	9400±600	9470±600	625	615	620±205
- paragenèses à dolomite	7125-1	10060	10020	10040			
	7125-2	10150	9520	9835			
	7125 (J)	9430	9390	9410			
	7163 b1	9300	8900	9100			
	7163 b2	8800	8550	8675			
	7163 b3	8800	8990	8895			
	7163 (J)	9130	9100	9115			
	moyenne (5)	9380±550	9210±480	9300±500			
- moyenne (6)				9410±560			
Laminites algo-sédimentaires	7123 a	10400	9310	10155			
(paragenèses à dolomite)	7123 b	9600	9430	9665			
	7163 a	8960	8810	8885			
	7163 a2	9050	8610	8830			
Boue dolomitique	7154	9980	9480	9730			
	moyenne (7)	9660±630	9250±530	9450±580			
Teneur moyenne (8)				9420±550			620±205
Moyenne d'après Kinsman (1969, p. 499)				9390 (1±500			

(1) *calculé à partir des rapports* $\frac{m_{Sr^{++}}}{m_{Ca^{++}}}$ *et* $\frac{m_{Mg^{++}}}{m_{Ca^{++}}}$ *établis d'après les valeurs de* Ca^{++}, Sr^{++}, Mg^{++} *attribuées à l'aragonite*

(2) *calculé à partir des valeurs de* Sr^{++} *et* Mg^{++} *attribuées à l'aragonite et du pourcentage d'aragonite dans les carbonates*

(3) *moyenne de (1) et (2)*

(4) *moyenne ± écart type, calculés à partir de 12 mesures pour* Sr^{++}, *2 mesures pour* Mg^{++}

(5) id. , id. 7 mesures

(6) id. , id. 19 mesures

(7) id. , id. 5 mesures

(8) id. , id. 24 mesures pour Sr^{++}, 2 mesures pour Mg^{++}

Tableau 32 : Teneurs (ppm) en Sr^{++} et en Mg^{++} de l'aragonite sédimentaire dans les boues, pellets et sédiments associés des lagunes du S. E. du Golfe Persique.

Source : MNHN, Paris

D. COMPOSITION DE L'ARAGONITE SÉDIMENTAIRE

a) Aragonite des boues, pellets et sédiments associés.

1. Aragonite sédimentaire des lagunes du Golfe Persique.

Dans les sédiments des lagunes du S.E. du Golfe Persique et de la zone intertidale du N.E. de Qatar, la composition de l'aragonite sédimentaire est relativement constante (cf. tableau 32). Quelle que soit la paragenèse, en particulier quelles que soient la teneur en dolomite néogénétique et l'importance de la matière organique, la teneur en Sr^{++} de l'aragonite est comprise entre 8600 ppm et 10400 ppm avec une valeur moyenne de 9420 ± 560 ppm, identique à celle trouvée par Kinsman (1969) pour des boues et sables à pellets (cf. tableau 32). La teneur en Mg^{++} de l'aragonite, calculée pour des échantillons sans dolomite dépourvus de leur matière organique (cf. § I C, d et tableau 16) est de l'ordre de 620 ± 200 ppm.

2. Aragonite des boues et pellets des Bahamas et de Baie de Floride.

Les teneurs en Sr^{++} de l'aragonite des boues et pellets de diverses provenances (grand Banc des Bahamas, lagunes saumâtres d'Andros, Baie de Floride) ne présentent pas de différences significatives, ni entre elles, ni par rapport aux mêmes sédiments du Golfe Persique : 9530 ± 240 ppm aux Bahamas, 9300 ± 750 ppm en Baie de Floride (tableau 33). Les teneurs en Mg^{++} rapportées à l'aragonite vont de 600 à 1700 ppm avec une moyenne de 1080 ± 530 ppm. En s'en tenant aux échantillons où aucune autre source de Mg^{++} n'est possible en dehors de celle des calcites dont il est tenu compte, la concentration en Mg^{++} de l'aragonite est de 625 ± 70 ppm, identique à celle de l'aragonite des mêmes sédiments du Golfe Persique.

		Sr^{++}			Mg^{++}	
		(7)	(8)	(3)	(1)	(2)
Boues et pellets, Bahamas	7010 a	9580	9600	9890		1470 (4)
	7010 J1	9390	9340	9365	670	660
	7010 b	9720	9620	9670		1600 (4)
	7010 J2	9390	9330	9360	560	570
	71170	9300	9440	9370		
	moyenne	9560±290	9510±200	9530±240	625±70	1080±530
Boues, Baie de Floride	71169	9390	9210	9300±750 (5)		1690 (4)
Moyenne				9490±240 (6)	625±70 (7) à	1200±530 (8)

(1) à (3) : cf. tableau 31
(4) valeurs suspectes : une autre source de Mg^{++} est possible
(5) moyenne ± écart type pour 3 échantillons
(6) moyenne ± écart type calculés à partir de 6 mesures
(7) id. 2 mesures
(8) id. 5 mesures

Tableau 33 : Teneurs (ppm) en Sr^{++} et en Mg^{++} de l'aragonite sédimentaire des boues et pellets des Bahamas et de la Baie de Floride

3. Aragonite des boues et de la fraction boueuse des sédiments de l'«Homocline» et du centre du Golfe Persique.

L'aragonite des boues et de la fraction inférieure à 100μm des sédiments boueux du centre du Golfe Persique, avec une teneur en Sr^{++} de 6040 ± 700 ppm, se distingue nettement de celle des dépôts précédents. Dans le détail (cf. tableau 34), l'aragonite accuse une chute de 3000 ppm de Sr^{++} hors des lagunes et des milieux à boues, pellets,

Source : MNHN, Paris

		Sr^{++}		
		(1)	(2)	(3)
Boues ou fraction inférieure à 100 µm des sédiments boueux de "l'Homocline proximal"	71174	6140	5890	6015
	71173	6570	6400	6485
	71181	6660	6400	6530
	moyenne	6460±280	6230±290	6340±285
Id., provenant de "l'Homocline distal" et du Centre du Golfe Persique	71178	5980	5680	5830
	71179	5800	5250	5525
	71180	5630	5160	5395
	71182	5980	5600	5790
	71184	5370	5160	5265
	moyenne	5750±260	5370±250	5560±245
Id., provenant du Golfe d'Oman	71185	7770	7580	7675
	71186	6140	5700	5920
	moyenne	6955±1150	6640±1330	6800±1240
Moyenne (4)				6040±780

(1) à (3) : cf. tableau 32

(4) moyenne ± écart type calculés à partir de 10 mesures

Tableau 34 : Teneur (ppm) en Sr^{2+} de l'aragonite des boues et de la fraction inférieure à 100 µm des sédiments boueux de l'«Homocline» et du Centre du Golfe Persique.

sables boueux contigus aux sédiments oolithiques; elle atteint sa concentration la plus basse (5560 ± 250 ppm) au centre du Golfe Persique pour remonter légèrement dans les boues et fractions fines des sédiments boueux du Golfe d'Oman.

b) Aragonite des oolithes.

La concentration moyenne en Sr^{2+} du cortex aragonitique des oolithes provenant d'un delta oolithique près d'Abu Dhabi est de 9290 ± 340 ppm et celle des oolithes de baie ouverte et de plage à Sila (ouest de la Sabkha Matti) : 9150 ± 310 ppm; celle des oolithes du désert adjacent, à 4 km de la côte est comparable : 9330 ppm (cf. tableau 35); l'aragonite des oolithes radiaires de milieu protégé à Um Saïd (S.E. de Qatar) en contient environ 8850 ppm (tableau 37). Pour l'ensemble, et en arrondissant, l'aragonite oolithique du Golfe Persique a une teneur en Sr^{2+} de 9250 ± 400 ppm. Cette valeur est plus faible que celle mentionnée par Kinsman (1969) mais la différence n'est pas significative (tableau 35). La teneur en Mg^{2+} est de l'ordre de 650 ± 110 ppm.

L'aragonite des oolithes et celle des boues, pellets et sédiments associés dans les lagunes et dans les environnements contigus aux oolithes, a donc une même composition en ce qui concerne les cations majeurs Sr^{2+} et Mg^{2+} substitués au Ca^{2+}.

Comparée à l'aragonite des oolithes du Golfe Persique, celle des Bahamas (cf. tableau 36) a une teneur en Mg^{2+} très voisine (770 ± 140 ppm) et une teneur en Sr^{2+} (de 9750 ± 170 ppm) légèrement supérieure de manière significative. L'aragonite des agrégats (= grapestones) a une composition similaire (environ 9600 ± 600 ppm de Sr^{2+} et 830 ± 210 ppm de Mg^{2+}). Les valeurs de Sr^{2+} sont tout à fait comparables à celles de Kinsman (*id.*) et plus faibles que celles trouvées par Kahle (1965) et Milliman (1967).

Source : MNHN, Paris

		Sr^{++}			Mg^{++}		
		(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
Oolithes d'un delta à l'Est d'Abu Dhabi	7177	9300	9130	9215	840	820	830
	7182	9470	9330	9400			
	7184	9800	9900	9850			
	7184 (d)	9640	9510	9575	550	540	545
	7192	9470	9360	9405			
	7192 (d)	9640	9480	9560	620	620	620
	71107	8540	8440	8490	760	760	760
	71108	8960	8990	8975	670	680	675
	71124	9130	9070	9100			
	71124 (d)	9300	9210	9255	600	580	590
	71125	9220	9240	9230			
	71135	9540	9270	9405			
	moyenne (4)	9330±345	9240±350	9290±340	670	670	670±110
Oolithes de baie ouverte à Sila (Sabkha Matti)	7146 a1	9300	8860	9080			
	7146 a2	9300	8950	9125			
	7146 b	9050	9040	9045	620	600	610
	7146 c	9050	8600	8825			
	7146 d	8620	8490	8555			
	7146 d (d)	9300	9240	9270	640	625	630
	7146 e	9050	8890	8970			
	7146 f	9720	9840	9780			
	7146 g	9540	9300	9420			
	7146 g (d)	9220	9070	9145	770	750	760
	7147 a	9430	9240	9335			
	7147 b	9300	9280	9290			
	moyenne (5)	9240±280	9070±360	9150±310	680	660	670±80
Oolithes dans désert à Sila	7148	9300	9370	9335			
Oolithes radiaires à Um Sa'id	717	8880	8820	8850	480	470	475
Oolithes superficielles dans lagunes, Est d'Abu Dhabi	71148 a	10480	10300	10390			
Moyenne des oolithes du Golfe Persique (6)				9250±390			650±110
Moyenne d'après Kinsman (1969, p. 491)				9590 (1)±500			1330± ?

(1) à (3) : cf. tableau 32

(4) moyenne ± écart type calculés à partir de 12 mesures pour Sr^{++}, 6 mesures pour Mg^{++}

(5) " " 12 " , 3 "

(6) " " 27 " , 9 "

Tableau 35 : Teneurs (ppm) en Sr^{++} et en Mg^{++} de l'aragonite des oolithes du Golfe Persique

c) Aragonite des encroûtements du S.E. du Golfe Persique.

L'aragonite de la pélagosite, des coniatolithes et d'encroûtements divers du Golfe Persique (cf. chap. III) présente des teneurs en strontium de 9 200 ± 200 ppm et en magnésium de 500 ± 40 ppm (tableau 37) identiques à celles des oolithes et sans différence significative avec celle des boues, pellets et sédiments associés de lagunes.

Source : MNHN, Paris

		Sr^{++} ($\times 10^{-6}$)			Mg^{++} ($\times 10^{-6}$)		
		(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
Oolithes des Bahamas	701	9980	9900	9940			
	701 (J)	9900	9800	9850	840	820	830
	702-1	9900	9700	9800			
	702-2	9470	9580	9520	860	870	865
	702 (J)	9640	9640	9640	620	610	615
moyenne (4)		9780±210	9720±130	9750±170	770	770	770±140
moyenne d'après Kahle (1965, p. 849)				10080± ?			
moyenne d'après Milliman (1967, p. 672)				10000± ?			
moyenne d'après Kinsman (1969, p. 491)		9600±500		9800 (11±500			650±150
Agrégats (= grapestones) 704		9640	9550	9600±620 (5)	840	820	830±210 (5)
moyenne d'après Milliman (1967, p. 672)				9500			
moyenne d'après Kinsman (1969, p. 493)				9480±300			
id. (1969, p. 500)				9520±600			

(1) à (3) : cf. tableau 32

(4) moyenne ± écart type à partir de 5 mesures

(5) 1 mesure ± erreur maximale : 6,5 % pour Sr^{++}, 25 % pour Mg^{++}

Tableau 36 : Teneurs (ppm) en Sr^{++} et en Mg^{++} de l'aragonite des oolithes et des agrégats des Bahamas.

		Sr^{++}			Mg^{++}	
		(1)	(2)	(3)	(1)	(2)
Pélagosite	714 e_1	9640	9810	9725		
	714 e_2	9300	9210	9255		
	714 e_3		9040	9040		
	714 e_4	9300	9280	9290	540	530
	moyenne	9410±200	9130±130	9230±130		
Conlatolithes	715 c	9470	9400	9435		
	715 c_2		9220	9220		
Oolithes radiaires 717		8880	8820	6850	480	470
Moyenne (4)				9200±200	510±40	500±40

(1) à (3) : cf. tableau 32

(4) moyenne ± écart type calculés à partir de 7 mesures pour Sr^{++}, 2 mesures pour Mg^{++}

Tableau 37 : Teneurs (ppm) en Sr^{++} et en Mg^{++} de l'aragonite des encroûtements inter- et supratidaux du S.E. du Golfe Persique.

Source : MNHN, Paris

III. - DISCUSSION

A. SUR LES DIFFÉRENCES DE TENEURS EN CARBONATES, EN ARAGONITE, EN Sr^{++} ET EN Mg^{++} DES SÉDIMENTS

a) Comparaison des teneurs en carbonates et en aragonite des divers sédiments.

Les plus fortes teneurs en carbonates sont rencontrées dans les encroûtements, les ciments, les oolithes; les variations mesurées précisent l'observation directe et dépendent, de manière banale, de la nature des nuclei (éléments détritiques quartzeux, dolomitiques ou feldspathiques contre pellets et débris bioclastiques en aragonite ou en calcite), de piégeages éventuels de grains détritiques dans les encroûtements, parfois de la néogenèse de calcite (magnésienne) et de dolomite. Les sédiments oolithiques les plus riches contiennent 95-96 % maximum de carbonates; la totalité de l'insoluble (à HCl 1 N à froid) représente dans ces conditions la matière organique dont la teneur est ainsi estimée à 4 % au moins.

Les boues et les pellets des lagunes et des environnements contigus aux milieux oolithiques ont une teneur en carbonate plus faible : de 70 à 90 % maximum; pour les plus riches, quartz et dolomite se présentent seulement en traces et l'essentiel de l'insoluble consiste en matière organique déterminable (débris de végétaux surtout : algues, bois, feuilles, etc...) ou non reconnaissable (mucus). Cette matière organique atteint son maximum dans les laminites algo-sédimentaires où elle peut représenter près de 40 % du dépôt.

Par rapport aux boues et pellets des lagunes et du bord proximal de l'«Homocline», les boues et la fraction boueuse des sédiments du centre du Golfe Persique présentent des teneurs en carbonates un peu plus faibles (65 à 85 %); la nature et la quantité d'insoluble reflètent l'apport de matériel détritique fin quartzeux et argileux.

La teneur en aragonite augmente quand on passe des boues aux pellets, puis aux oolithes superficielles, puis aux oolithes, aux croûtes, aux ciments : elle est liée directement au degré de lithification intragranulaire d'abord (pellets, oolithes) puis à celui de l'ensemble du dépôt. En d'autres termes le taux d'aragonite augmente en proportion de la part certaine de précipitation directe - si elle ne l'est pas entièrement -; les cas de précipitation de calcite magnésienne sont très ponctuels.

b) Différences avec les équivalents certains des séries anciennes.

Si la différence de nature minéralogique (calcite contre aragonite) est des plus connues, des caractères distinctifs concernant les teneurs en carbonates sont moins signalés. En s'en tenant aux oolithes et aux micrites associées, non influencées initialement par des apports de matériel détritique et non concernées par des minéralisations secondaires (dolomitisation, silicification par exemple) il est à noter que les sédiments actuels sont en moyenne moins riches en carbonates que leurs équivalents anciens. Les oolithes contiennent généralement 90 à 95 % de carbonates, les plus pures titrant 96 %, alors que la plupart des calcaires oolithiques anté-pleistocènes en contiennent généralement 98-99 %; de même, parmi les micrites contiguës aux calcaires oolithiques, celles qui présentent dans les séries anciennes moins de 90 % de carbonates sont rares; elles peuvent au contraire en contenir 98 à 99,8 % comme les calcaires blancs, craycux, du Jurassique supérieur du Bassin de Paris (cf. Loreau, 1972, 1975).

Ces différences de teneurs en carbonates et de minéralogie sont explicables principalement par :

- une augmentation relative du taux de carbonate due à la cimentation (cf. Bathurst, 1971, p. 415 et suivantes);
- un taux de matière organique initialement plus bas; sans exclure les effets de la diagenèse diminuant la teneur de matière organique (Gehman, 1962; Bordovskiy, 1965), des travaux récents ont tendance à la minimiser (Reyre et Humbert, 1975; Pelet, 1977) et à expliquer les teneurs trouvées dans les sédiments et les roches par des productions primaires différentes liées à des variations climatiques;
- une minéralogie originelle calcitique dont les limites dans le temps restent à préciser, et non une transformation diagénétique aragonite-calcite (cf. chap. III, p. 78 et suivantes).

Source : MNHN, Paris

c) Les teneurs en Sr^{++} et en Mg^{++} des sédiments ont-elles une signification?

Des sables oolithiques - dans leurs milieux de formation - peuvent avoir des teneurs en Sr^{++} très différentes : 0,75 à 0,85 % pour les uns (tableau 28) contre 0,39 à 0,63 % pour d'autres (tableau 29); les premiers peuvent avoir en revanche des teneurs identiques à des sédiments de milieux lagunaires (boues et pellets à 0,80 % de Sr^{++} : cf. tableau 24 a), les seconds avoir les mêmes teneurs que des sédiments boueux plus profonds du centre du Golfe (cf. tableau 26) ou que d'autres sédiments de lagunes (laminites algo-sédimentaires : tableau 27). Ou bien la même valeur du Sr^{++} n'est que le résultat d'une convergence de multiples facteurs ou bien, des valeurs différentes affectent des sédiments de milieux identiques : cette mesure ne sert ainsi à rien pour comparer les objets ou les milieux et en tirer une relation.

La concentration en Sr^{++} du sédiment est influencée

- par la teneur en carbonates ou, corollairement, par l'apport détritique terrigène (fin ou formant le nucleus d'oolithes);
- par la teneur en calcite (liée le plus souvent à la richesse en foraminifères benthiques - plus abondants dans les herbiers -, à la quantité de débris de corallinacées, d'échinodermes, etc...);
- par la teneur en aragonite (et variant selon son origine).

La teneur en Mg^{++} dépend de ces mêmes facteurs auxquels s'ajoutent la teneur en argiles (contenant ou adsorbant du Mg^{++}), celle en matière organique, éventuellement l'intensité de la dolomitisation synsédimentaire.

Pour des dépôts de même milieu (soit lagunaire, soit oolithique, etc...) ou de même structure, les teneurs en Sr^{++} et en Mg^{++} du sédiment total comme des carbonates dépendent d'un si grand nombre de paramètres que leur donner une signification géochimique clairement définie paraît sans fondement. **Il est indispensable d'établir la relation avec leur minéral porteur**, les teneurs dans ce minéral pouvant servir, comme on va le vérifier et le préciser maintenant, de véritables traceurs de l'origine du sédiment.

B. SUR LA TENEUR EN Sr^{++} ET EN Mg^{++} DE L'ARAGONITE

a) Comparaison entre les teneurs de l'aragonite sédimentaire et celle des organismes.

1. Comparaison des teneurs en Sr^{++}.

La comparaison sommaire de l'une ou l'autre des expressions de la teneur en Sr^{++} - en ppm, rapport $^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}$ ou coefficient de partage apparent K^{A}_{Sr} (cf. tableau 38 et fig. 26) - semble mettre en évidence 3 sortes d'aragonite; deux sont bien connues : l'aragonite strontique de la plupart des dépôts (de l'ordre de 9000 ppm de Sr^{++}), l'aragonite peu strontique des tests de Mollusques (à teneur voisine de 1500 ppm), auxquelles s'ajoute une aragonite intermédiaire à 6000 ppm environ comme celle trouvée dans les sédiments du centre du Golfe Persique, déjà signalée ailleurs par divers auteurs et interprétée généralement comme le mélange des 2 premières (Milliman, 1967).

En réalité, l'analyse statistique permet une distinction plus fine et sépare 2 aragonites strontiques : celle des coraux et de la plupart des chlorophycées (entre 7000 et 9000 ppm) contre celle des sédiments et de certaines algues aragonitiques (à teneur supérieure à 9000 ppm). Dans le détail, l'aragonite sédimentaire d'une même «province» ne présente pas de différence significative entre les teneurs moyennes en Sr^{++}, quel que soit le sédiment (fig. 27) :

- dans le Golfe Persique, l'aragonite des oolithes diverses, des boues et pellets des lagunes ou contigus aux oolithes, de la pélagosite, des coniatolithes, a la même teneur en strontium de 9200-9400 ppm, tout à fait différente de la teneur de l'aragonite des coraux, encore plus de celle des Mollusques;
- aux Bahamas, l'aragonite des oolithes, des boues et des pellets, des grapestones, ne s'écarte pas des valeurs de 9500-9750 ppm de Sr^{++}, (légèrement supérieure à celles de mêmes sédiments du Golfe Persique); elle n'a rien à voir également avec l'aragonite des coraux et il faut surtout noter que d'après les analyses de Kinsman (1969), la différence avec l'aragonite des Chlorophycées est hautement significative; malheureusement les résultats sur les teneurs en Sr^{++} de l'aragonite algaire varient selon les auteurs : à partir des données de la présente étude cette différence serait à la limite d'être significative et à partir de celles de Milliman (1974), elle n'atteindrait pas le

Source : MNHN, Paris

	Valeurs expérimentales				Valeurs théoriques		
	Sr^{++} (10^{-6})	$\frac{m_{Sr^{++}}}{m_{Ca^{++}}}$ (10^{-2})	K'^{A}_{Sr}		K^{A}_{Sr}	$\frac{m_{Sr^{++}}}{m_{Ca^{++}}}Ar$ (10^{-2})	Sr^{++} (10^{-6})
Golfe Persique					à 30° (amplitude 22-39° : cf. chapitre I, p. 20)		
eau de mer - moyenne G.P.[1]		0,83±0,04			1,15±0,05 [2]	0,96±0,09	8280±1090
- moyenne générale [1]		0,86±0,04			1,11±1,10 [3]	0,95±0,13	8200±1110 [3]
					1,15±0,05 [4]	0,99±0,09	8535±1080
aragonite boues, pellets	9420±550	1,09±0,06	1,27±0,13	1,31±0,14			
id. Kinsman, 1969	9390±500						
aragonite oolithes	9250±390	1,075±0,05	1,25±0,11	1,29±0,12			
id. Kinsman, 1969	9590±990	1,115±0,06	1,30±0,11	1,34±0,12			
aragonite encroûtements	9200±200	1,07±0,02	1,24±0,08	1,29±0,09			
aragonite boues centre du Golfe	6040±780	0,70±0,09	0,81±0,14	0,84±0,15			
Gastéropodes	2200±150	0,25±0,02	0,29±0,04	0,30±0,04			
Coraux	7660±500	0,885±0,06	1,03±0,11	1,07±0,12			
id. Kinsman, 1969	7740±300	0,885±0,04	1,04±0,06	1,08±0,09			
Bahamas (+ Floride)					à 24-29° (températures d'après Cloud, 1962)		
eau de mer - moyenne Bahamas [1]		0,845±0,02			1,15±0,05 [2]	0,97±0,09	8400±800
- moyenne générale [1]		0,86 ±0,04			1,12±0,05 [3]	0,96±0,10	8280±850 [3]
					1,15±0,05 [2]	0,99±0,09	8535±1080
aragonite boues - Bahamas	9530±240	1,105±0,03	1,28±0,08	1,30±0,09			
- Floride	9300±750	1,08 ±0,07	1,25±0,14				
aragonite oolithes	9750±170	1,13 ±0,03	1,31±0,09	1,34±0,10			
id. Kinsman, 1969	9800±500	1,14 ±0,06	1,32±0,13	1,35±0,14			
id. Milliman, 1967	10000±500	1,16 ±0,06	1,35±0,13	1,37±0,14			
id. Kahle, 1965	10080±1000	1,17 ±0,12	1,36±0,20	1,38±0,20			
aragonite grapestones	9600±620	1,115±0,07	1,30±0,14	1,32±0,15			
id. divers auteurs [4]	9520±600	1,105±0,07	1,28±0,14	1,31±0,15			
Algues rouges (aragonitiques)	9250±510	1,075±0,06	1,25±0,13	1,27±0,14			
Algues vertes	9080±360	1,055±0,04	1,23±0,10	1,25±0,11			
id. Kinsman, 1969	8780±450 [5]	1,02 ±0,05	1,19±0,12	1,21±0,13			
Coraux (d'après Kinsman, 1969)	7980±300	0,92±0,04	1,07±0,08	1,09±0,10			
Méditerranée					à 10-23° (variations saisonnières dans aquariums de Villefranche)		
eau de mer (moyenne) [1]		0,86 ±0,04			1,17±0,04 [6]	1,01±0,08	8700±990
Algues vertes (P. Lemoureux[1]	8800±500	1,02 ±0,06	1,19±0,13				
Provenances diverses					à 25°		
eau de mer (moyenne) [1]		0,86 ±0,04			1,16±0,04 [6]	1,00±0,08	8620±980
Algues rouges	9550±500	1,11 ±0,06	1,29±0,13				
Algues vertes (d'après Milliman 1974)	9460± ?	1,10 ± ?	1,28± ?				
Gasteropodes (id.)	1500±700	0,17 ±0,08	0,20±0,09				
Lamellibranches (id.)	2200±800	0,25 ±0,09	0,29±0,12				
Ptéropodes (id.)	1000±200	0,115±0,02	0,13±0,04				
Coraux (id.)	8200±1000	0,95 ±0,11	1,10±0,18		à 30°		
					1,15±0,05 [2]	0,89±0,09	8535±1080

[1] Kinsman 1969, p. 488. Moyenne (± écart moyen ?) de 14 mesures pour le Golfe Persique, 12 mesures pour les Bahamas, environ 100 mesures pour la moyenne générale

[2] Moyenne ± écart type recalculés : cf. discussion § III sur l'incertitude de la loi de distribution du coefficient de partage vers 30°, telle que la montrent la fig. 1 et le tableau I de Kinsman et Holland, 1969

[3] Kinsman 1969, p. 492

[4] Milliman 1967, Kinsman 1969

[5] Moyenne ± écart type recalculés à partir de 13 mesures (p. 496)

[6] D'après Kinsman et Holland 1969.

Tableau 38 : Résumé des teneurs en strontium de l'aragonite sédimentaire et de l'aragonite précipitée par voie biologique. Calcul des coefficients de partage apparents K'^{A}_{Sr}. Comparaison avec les valeurs théoriques en équilibre avec l'eau de mer.

Source : MNHN, Paris

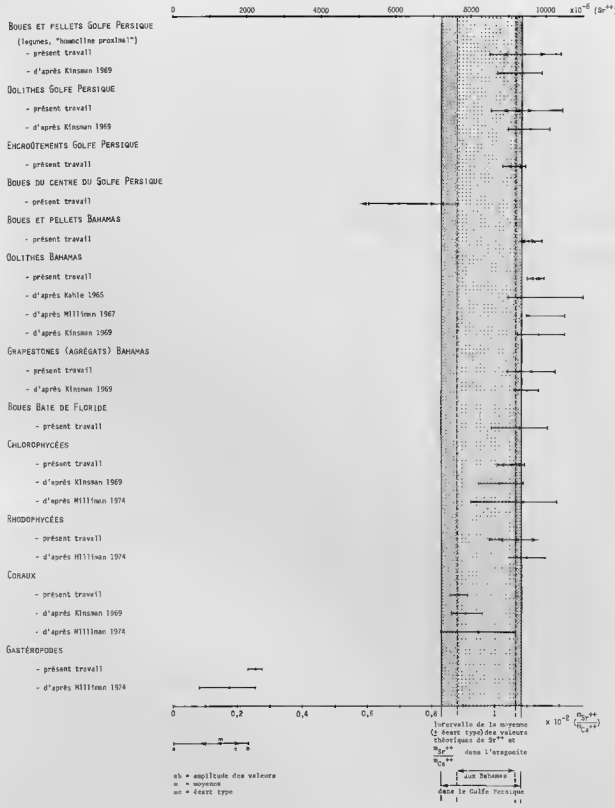
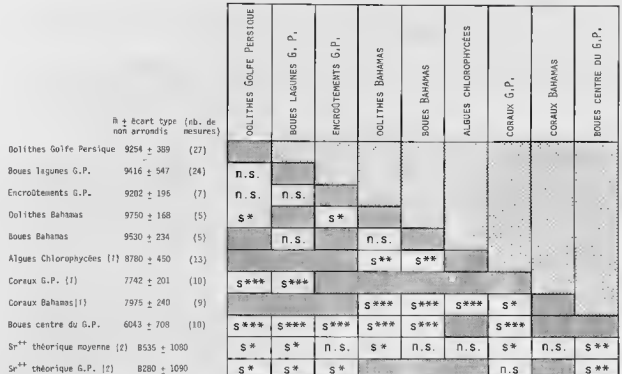


Fig. 26 : Amplitude, moyenne et écart-type des teneurs en Sr^{++} de l'aragonite sédimentaire, de tests aragonitiques d'organismes présumés fournisseurs principaux de sédiments et comparaison avec des concentrations théoriques en équilibre avec l'eau de mer (les données sont rapportées à 100 % d'aragonite).

Source : MNHN, Paris



[1] *Valeurs recalculées à partir des données de Kinsman, 1969, p. 495, 496*
[2] *Voir texte pour mode de calcul*

Fig. 27 : Résultats des tests t portant sur les différences de teneurs en Sr^{2+} de l'aragonite sédimentaire et biogène, entre elles et entre les valeurs théoriques en équilibre avec l'eau de mer.

seuil de signification de 95 %, référence usuelle minimum dans l'utilisation du test t.

Finalement, l'aragonite des oolithes de toutes provenances, celle des boues et pellets de lagunes ou contigus aux oolithes celle des grapestones, celle de la pélagosite et des coniatolithes a des teneurs en Sr^{2+} de 9 200-9 800 ppm, supérieures de manière significative ou très significative (cf. fig. 27) à celles de la plupart des organismes - Coraux Gastéropodes, Lamellibranches, Ptéropodes, et même des Chlorophycées selon Kinsman -;-l'exception à cette règle concerne les Rhodophycées (9 250-9 550 ppm) et des Chlorophycées (à la suite de résultats divergents entre auteurs, allant jusqu'à 9 460 ppm). De ce fait la valeur de 9 300 ± 750 ppm de Sr^{2+} dans l'aragonite des boues de Baie de Floride, celle de 9 500 ± 250 ppm dans les boues des Bahamas peut donc être comparée ou non avec celle des algues et l'interprétation de la seule teneur en Sr^{2+} est difficile. Mais pour tous les autres sédiments cités précédemment, l'aragonite ne peut pas provenir de la destruction des tests et il ne reste que l'hypothèse de la précipitation dite directe. Les teneurs intermédiaires d'aragonite trouvées pour d'autres sédiments (centre du Golfe Persique par exemple) résultent du mélange d'aragonite de tests (Mollusques divers + Coraux) et, peut-être de précipitation directe.

Source : MNHN, Paris

2. Comparaison des teneurs en Mg^{++}.

Le tableau 39 présente les valeurs moyennes des teneurs en Mg^{++} de l'aragonite selon les 3 expressions équivalentes - ppm de Mg^{++}, rapport $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++}$, coefficient de partage apparent K'^{A}_{Sr} -.

	Mg^{++} (x 10^{-6})	$\frac{^{m}Mg^{++}}{^{m}Ca^{++}}$ (x 10^{-3})	K'^{A}_{Mg} (x 10^{-3}) avec $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++}$ (eau de mer) = 5,2 (1)
Golfe Persique			
aragonite boues, pellets	620 ± 205	2,59 ± 0,85	0,50 ± 0,16
" oolithes	650 ± 110	2,71 ± 0,46	0,52 ± 0,09
" encroûtements	500 ± 40	2,09 ± 0,16	0,40 ± 0,03
" Gastéropodes	330 ± 30	1,38 ± 0,13	0,26 ± 0,02
" Coraux	1240 ± 90	5,19 ± 0,38	1,00 ± 0,07
Bahamas - Floride			
aragonite boues, pellets	de 625 ± 70	2,61 ± 0,29	0,50 ± 0,06
	à 1200 ± 530	5,02 ± 2,21	0,96 ± 0,42
" oolithes	770 ± 140	3,22 ± 0,58	0,62 ± 0,11
id. Kinsman 1969	650 ± 150	2,71 ± 0,62	0,52 ± 0,12
" grapestones	830 ± 210	3,47 ± 0,88	0,67 ± 0,17
" Algues rouges	1560 ± 400	6,53 ± 1,67	1,25 ± 0,32
" Algues vertes	1200 ± 150	5,02 ± 0,63	0,96 ± 0,12
id. Kinsman 1969	400-1000 (voire 6000 (2))	1,67 à 4,32	0,32 à 0,83
" Coraux (d'après Kinsman 1969)	1270 ± 300	5,31 ± 1,25	1,02 ± 0,24
Provenances diverses			
aragonite Algues rouges (Bermudes, Hawaï,etc)	1540 ± 350	6,45 ± 1,46	1,24 ± 0,28
" Algues vertes (Padobesia, Villefranche)	3200 (2)		
" Algues vertes (d'après Milliman 1974)	1000 — 4000 (2)	4,32 —	0,83 —
" Gastéropodes (id.)	290 (100-500)	1,21 ± 0,83	0,23 ± 0,15
" Lamellibranches (id.)	400 ± 300	1,67 ± 1,25	0,32 ± 0,24
" Ptéropodes (id.)	220 ± 140	0,92 ± 0,58	0,18 ± 0,11
" Coraux (id.)	1250 (600-4300 (2))	5,23 ± 2,60	1,00 ± 0,50

(1) *calculé d'après données de Barnes et Thompson, 1962*

(2) *valeurs probablement dues à des contaminations et non prises en compte*

Tableau 39 : Résumé des teneurs en magnésium de l'aragonite sédimentaire et de l'aragonite précipitée par voie biologique. Calcul des coefficients de partage apparents K'^{A}_{Mg}.

Il apparaît 3 ensembles :

1. - l'aragonite sédimentaire des oolithes (du Golfe Persique comme des Bahamas), des boues et pellets de lagune et de milieux voisins des oolithes, des grapestones, des Bahamas, des encroûtements divers du Golfe Persique, ayant 500 à 800 ppm de Mg^{++},

$$\text{c'est-à-dire } 2{,}0.10^{-3} < {}^{m}Mg^{++}/{}^{m}Ca^{++} < 3{,}5.10^{-3}$$

$$\text{et } 0{,}40.10^{-3} < K'^{A}_{Mg} < 0{,}67.10^{-3}$$

(à cet ensemble doit être ajoutée une seule aragonite biogène à partir des résultats d'un seul auteur (Kinsman, 1969) : l'aragonite de certaines Chlorophycées).

Source : MNHN, Paris

2. - l'aragonite biogène faiblement strontique des Gastéropodes, Lamellibranches, Ptéropodes, ayant 200 à 400 ppm de Mg^{++},

$$c'est\text{-}à\text{-}dire\ 0{,}9.10^{-3} < {}^{m}Mg^{++}/{}^{m}Ca^{++} < 1{,}7.10^{-3}$$
$$et\ 0{,}18.10^{-3} < K'^{A}_{Mg} < 0{,}32.10^{-3}$$

3. - l'aragonite biogène «hautement» strontique (7000-9000 ppm) des Coraux du Golfe Persique et des Bahamas, des Rhodophycées des Bahamas et de diverses provenances, des Chlorophycées des Bahamas, de Baie de Floride et de Méditerranée, ayant 1200 à 1600 ppm de Mg^{++},

$$c'est\text{-}à\text{-}dire\ 5{,}0.10^{-3} < {}^{m}Mg^{++}/{}^{m}Ca^{++} < 6{,}50.10^{-3}$$
$$et\ 0{,}83.10^{-3} < K'^{A}_{Mg} < 1{,}25.10^{-3}$$

(à cet ensemble appartient également l'aragonite des boues de Baie de Floride; des valeurs identiques ont été trouvées pour certains échantillons de boues des Bahamas).

L'aragonite sédimentaire, sauf celle de boues de Baie de Floride et très partiellement celle de boues de Bahamas, semble donc avoir une teneur en Mg^{++} différente de l'aragonite de tout organisme à l'exception de certaines algues vertes; encore faut-il remarquer que seul Kinsman donne des valeurs basses de (Mg^{++}) en se fondant, non pas sur l'ensemble des valeurs trouvées, mais sur les plus faibles (cf. 1979, p. 496).

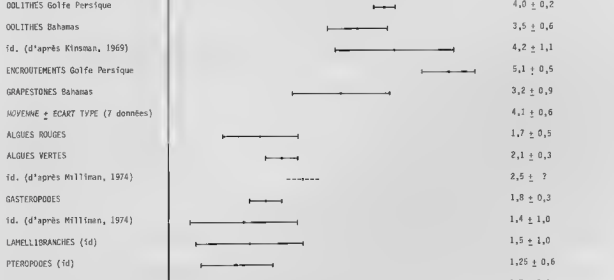


Fig. 28 : Valeur moyenne et amplitude du rapport $\frac{{}^{m}Sr^{++}/{}^{m}Ca^{++}}{{}^{m}Mg^{++}/{}^{m}Ca^{++}}$ de l'aragonite dans les sédiments et dans les tests d'organismes. (F : Floride, B : Bahamas, GP : Golfe Persique)

Source : MNHN, Paris

3. Comparaison des taux de substitution du Sr^{++} et du Mg^{++} au Ca^{++} dans l'aragonite.

On se propose de calculer combien de fois plus de Sr^{++} que de Mg^{++} est substitué au Ca^{++} et de voir si cette proportion, exprimée sous la forme du rapport $\frac{m_{Sr^{++}}/m_{Ca^{++}}}{m_{Mg^{++}}/m_{Ca^{++}}}$, présente une variation.

Sur la figure 28 sont reportées les valeurs moyennes (± l'écart-type) et les amplitudes de ce rapport dans l'aragonite des sédiments et celle des tests d'organismes. La répartition en 2 populations seulement, est très nette :

- d'une part, l'aragonite sédimentaire (à l'exception de celle des boues de Baie de Floride) dont le rapport $\frac{m_{Sr^{++}}/m_{Ca^{++}}}{m_{Mg^{++}}/m_{Ca^{++}}}$ le plus fréquent est 4,2 avec une moyenne de 4,1 ± 0,6,

- d'autre part, l'aragonite biogène (aussi bien celle des Mollusques que des Coraux et des Rhodophycées) avec un rapport $\frac{m_{Sr^{++}}/m_{Ca^{++}}}{m_{Mg^{++}}/m_{Ca^{++}}}$ le plus fréquent de 1,8 et une moyenne de 1,75 ± 0,35; conséquence des données différentes entre auteurs, l'aragonite algaire peut montrer un rapport situé à la limite supérieure de cette fourchette. Un taux très voisin de 2,2 ± 1 est trouvé pour l'aragonite des boues de Floride et parfois des boues des Bahamas.

Le rapport $m_{Sr^{++}}/m_{Mg^{++}}$ précise sans ambiguïté que l'aragonite sédimentaire hautement strontique (+ de 9000 ppm de Sr^{++}) est différente de celle des tests d'organismes, y compris des algues. C'est une preuve décisive de la précipitation directe de l'aragonite constituant les oolithes, les grapestones, la quasi-totalité des boues et pellets des Bahamas, la totalité des boues et pellets des lagunes du Golfe Persique et des milieux contigus aux oolithes, comme celle évidente de la pélagosite, des coniatolithes et de ciments de grès de plage ou de fond durci.

Si ces analyses sont confirmées, un rapport $\frac{m_{Sr^{++}}/m_{Ca^{++}}}{m_{Mg^{++}}/m_{Ca^{++}}}$ supérieur à 4 dans l'aragonite sédimentaire marine serait le signe, à 99 % de chances, d'une précipitation directe.

4. Un exemple de formule d'aragonite sédimentaire : celle des boues de lagunes et de milieux contigus aux oolithes dans le Golfe Persique.

D'après le dosage des principaux cations, on a :

$$m_{Sr^{++}}/m_{Ca^{++}} = 1{,}09.10^{-3}$$

$$m_{Mg^{++}}/m_{Ca^{++}} = 2{,}59.10^{-3}$$

En posant $Ca_{1-x-y}\ Sr_y\ Mg_x\ CO_3$, on peut écrire :

$$\left.\begin{array}{l} y/1-x-y = 1{,}09.10^{-6} \\ x/1-x-y = 2{,}59.10^{-3} \\ y/x = 4{,}2 \end{array}\right\} \longrightarrow \begin{array}{l} y = 0{,}01075 \\ x = 0{,}00256 \end{array}$$

$$Ca_{0{,}98669}\ Sr_{0{,}01075}\ Mg_{0{,}00256}\ CO_3$$

$$\begin{array}{rcl} Ca^{++} & = & 39{,}46.10^{-2} \\ Sr^{++} & = & 0{,}94.10^{-2} \\ Mg^{++} & = & 0{,}06.10^{-2} \\ CO_3 & \simeq & 60\ \ .10^{-2} \\ & & \overline{100{,}46.10^{-2}} \end{array}$$

Cette composition serait à compléter par les teneurs des éléments en traces. Des analyses (seulement qualitatives) par spectrométrie d'émission d'arc ont mis en évidence - en dehors des cations déjà cités - la présence de Si, Al, Na, Ba, Fe Mn, Cu, B, Pb, mais il est difficile de relier ces éléments à leurs minéraux porteurs et à l'aragonite en particulier.

Source : MNHN, Paris

b) Y a-t-il partage chimique du Sr^{2+} dans l'aragonite, différent de celui attendu en théorie ?

1. Les valeurs de référence théoriquement en équilibre avec l'eau de mer.

- Partant des valeurs du coefficient de partage du strontium pour l'aragonite $K^{A}_{Sr} = \frac{m_{Sr^{2+}}/m_{Ca^{2+}}\ (Aragonite)}{m_{Sr^{2+}}/m_{Ca^{2+}}\ (solution)}$ établi par Kinsman et Holland (1969) comme fonction de la température,
- estimant avec une bonne approximation la température de précipitation (biologique ou directe),
- connaissant la valeur du rapport $^{m}Sr^{2+}/^{m}Ca^{2+}$ dans l'eau de mer (d'après Kinsman, 1969),

on peut calculer théoriquement la valeur du rapport $^{m}Sr^{2+}/^{m}Ca^{2+}$ dans l'aragonite puis la teneur de Sr^{2+} en ppm (équation 15) et comparer l'une de ces valeurs à celles trouvées réellement dans les échantillons. On peut comparer aussi directement K^{A}_{Sr} (pour la température donnée) aux différents coefficients apparents calculés. Toutes ces valeurs (équivalentes puisque reliées entre elles par définition) ont été portées sur le tableau 38.

Une telle approche n'est pas fondamentalement nouvelle (Mac Intire, 1963; et surtout, Kinsman, 1969, pour la première utilisation des teneurs en Sr^{2+}); mais le propos est d'estimer la précision fortement discutée de cette méthode, 1971; p. 265).

Doivent être prises en compte :

1. l'erreur sur $^{m}Sr^{2+}/^{m}Ca^{2+}$ dans l'eau de mer :

moyenne du Golfe Persique $= 0{,}83 \pm 0{,}04 \times 10^{-2}$

moyenne générale $= 0{,}86 \pm 0{,}04 \times 10^{-2}$

soit 5 % (encore qu'il ne soit pas négligeable de choisir la moyenne générale $0{,}86 \times 10^{-2}$ pour le Golfe Persique, comme l'a fait Kinsman (p. 492) car cela apporte une variation de 3,5 % en plus);

2. l'erreur sur $^{m}Sr^{2+}/^{m}Ca^{2+}$ dans l'aragonite : selon les calculs et les auteurs, elle varie de 2 à 10 %; considérant les valeurs de la présente étude et les rapports de l'écart-type à la moyenne, elle est de 3-7 %;

3. l'incertitude sur le coefficient de partage pour une température donnée : à 30°, l'amplitude des valeurs du coefficient K^{A}_{Sr} est considérable (1,08 à 1,25) en regard de l'erreur expérimentale annoncée de 0,02 (cf. Kinsman et Holland, 1969, tableau 2); **sur ce point la loi de distribution de K^{A}_{Sr} ne paraît pas clairement établie** et la droite construite (fig. 1, opus cité) semble passer très en-dessous de la valeur moyenne des auteurs. De toute façon, les valeurs de K^{A}_{Sr} choisies par Kinsman dans sa discussion (1969, tableau 3) sont contestables pour deux raisons :

- la différence proposée entre K^{A}_{Sr} Golfe Persique et K^{A}_{Sr} Bahamas, du fait d'une différence de 3° entre les températures moyennes de l'eau de mer des deux régions n'est pas appréciable d'après ses propres travaux avec Holland et devrait être négligée;
- la valeur de 1,11 relative à la température de 29° est hors de l'intervalle de confiance à la moyenne, calculé dans les conditions suivantes :
  - 13 valeurs de K^{A}_{Sr} de Kinsman et Holland (tableau 2) pour 30°
  - t de Student = 2,179 au degré de liberté 12 et P = 0,05;

en d'autres termes, la valeur 1,11 choisie par Kinsman pour K^{A}_{Sr} a 95 chances sur 100 de ne pas être la bonne moyenne.

C'est pourquoi, à la suite même des auteurs, celle de $1{,}15 \pm 0{,}05$ a été retenue, (et $1{,}16 \pm 0{,}04$ à 25°) soit 3,5 à 4,5 % d'erreur;

4. l'incertitude sur la température au moment de la précipitation, par exemple, dans le Golfe Persique : $30° \pm 8°$. De la discussion qui précède, cette imprécision est sans influence sur la valeur de K^{A}_{Sr} choisie, ce coefficient variant probablement davantage pour la température donnée de 30° qu'entre 22° et 38°.

Finalement, en admettant que toutes les erreurs des valeurs prises en considération aillent dans le même sens, leur somme est voisine de 15 %. Bien qu'elle soit plus faible que celle calculée par Bathurst (déjà cité), elle reste du même ordre que les écarts maxima entre les valeurs prédites et les valeurs trouvées par Kinsman pour différentes aragonites sédimentaires et qui font douter d'une différence significative.

Les teneurs de l'aragonite des organismes et des sédiments trouvés ici ont alors été comparées respectivement, à l'aide du test t, aux valeurs prédites qui viennent d'être discutées.

Source : MNHN, Paris

Sur la fig. 27 sont rassemblés,

- pour chaque série d'échantillons à tester : la moyenne et l'écart-type non arrondis de la teneur en Sr^{++} (en ppm) et le nombre de mesures,

- pour les valeurs théoriques : la teneur en Sr^{++} (en ppm) dont chaque moyenne a été obtenue à partir des valeurs maximales et minimales des termes qui y conduisent :

$$^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++} \text{ (Aragonite) max} = (K^{A}_{Sr} + \Delta K^{A}_{Sr}) \left[{}^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++} \text{ (eau de mer)} + \Delta\, {}^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++} \text{ (eau de mer)} \right]$$

$$^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++} \text{ (Aragonite) min} = (\text{«} - \text{«}) \left[\text{«} - \text{«} \right]$$

Soit l'écart-type = écart moyen $\times \sqrt{2}$ (puisqu'égal à $\sqrt{\frac{2\,(\text{écart moyen})^2}{2-1}}$)

et le degré de liberté = nombre de mesures expérimentales (puisque ddl = nombre de mesures à comparer – 2).

2. Effet ou non d'un partage biochimique du Sr^{++} dans l'aragonite biogène (Mollusques, Coraux, Algues).

Il est bien connu que l'aragonite des Mollusques - Gastéropodes, Lamellibranches, Ptéropodes - présente un partage biochimique important (cf. fig. 26) : les teneurs en Sr^{++} étant inférieures de 75 % à celles prédites.

L'aragonite des Coraux est apparemment en équilibre avec l'eau de mer (fig. 26) et c'est ce que confirment les résultats des tests (fig. 27). Le test est cependant contradictoire pour l'aragonite des Coraux du Golfe Persique selon que les valeurs de référence sont calculées avec $^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}$ (eau de mer) valant $0{,}86.10^{-2}$ (moyenne générale) et $0{,}83.10^{-2}$ (moyenne du Golfe); dans le 2ème cas seulement - et c'est le plus logique à considérer - la différence n'est pas significative entre teneurs trouvées et teneurs prédites.

Le partage du strontium dans l'aragonite algaire ne semble pas suivre la même règle dans tous les groupes alors que la calcification a lieu apparemment dans les conditions comparables vis-à-vis de la surface de l'algue et localisée le plus souvent à l'extérieur des cellules (ou du syncytium).

- Chez les Rhodophycées, d'après les premières analyses obtenues ici, les teneurs en Sr^{++} de l'aragonite sont supérieures de 9-10 % de manière significative aux valeurs attendues théoriquement à 25° et à 30°.

- Chez les Chlorophycées, d'après les résultats de la présente étude et en accord avec ceux de Kinsman (1969), la différence n'est pas significative. Le cas de *Pedobesia lamourouxii* dont la calcification est particulière, mérite d'être souligné : on a vu en effet (chap. IV, p. 141) qu'au lieu d'être extérieur à la paroi glucidique du syncytium comme chez les autres Chlorophycées aragonitiques, le squelette est localisé au sein même de cette paroi.

A la température de l'eau de mer des aquariums (de 10 à 23° suivant la saison) le coefficient de partage K^{A}_{Sr} est égal à $1{,}17 \pm 0{,}04$. A l'équilibre, avec un rapport $^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}$ dans l'eau de mer de $0{,}86 \pm 0{,}04.10^{-2}$, $^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}$ dans l'aragonite vaut $1{,}01 \pm 0{,}08$ (correspondant à une teneur de 8700 ± 990 ppm de Sr^{++}). Avec une probabilité de 99 % on peut conclure que la teneur en strontium de 8800 ± 500 ppm trouvée dans l'aragonite du squelette de *Pedobesia* est en accord avec la valeur théorique et qu'il n'y a pas d'effet de partage biochimique au cours de la précipitation. Il est intéressant de constater que la localisation du test à l'intérieur de la paroi syncytiale, c'est-à-dire isolé du milieu ambiant, permet cependant la genèse d'une aragonite strontique dont le rapport $^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}$ est en équlibre avec l'eau de mer.

3. Les teneurs en strontium de l'aragonite sédimentaire de précipitation directe reflètent-elles un partage chimique différent de celui attendu ? (cf. fig. 27).

L'aragonite des oolithes du Golfe Persique a une teneur moyenne en Sr^{++} supérieure de 12 % à la valeur attendue - ou 8,5 % selon la teneur considérée de $^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}$ (eau de mer) cf. tableau 38 -. Avec une probabilité de plus de 99 % (et de toute façon supérieure à 95 % dans le cas le plus défavorable), cette différence est significative, en accord avec les conclusions de Kinsman (1969, p. 492).

L'aragonite des boues et pellets des lagunes et de milieux contigus aux oolithes dans le Golfe Persique a une teneur moyenne en Sr^{++} supérieure de 10-14 % à la valeur attendue (tenant compte des diverses valeurs de $^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}$ (eau de mer)). Avec une probabilité comprise entre 95 et 99 %, cette différence est significative. Cela confirme, tout en les précisant, les résultats de Kinsman (p. 498-499).

Le cas de la pélagosite et des encroûtements du S.E. du Golfe n'est pas aussi net et montre comment l'incerti-

Source : MNHN, Paris

tude sur la valeur de $^{m}Sr^{2+}/^{m}Ca^{2+}$ (eau de mer) influence la signification des résultats. L'aragonite de ces dépôts a une teneur en Sr^{2+} supérieure de 8 à 11 % par rapport à celle prédite. Avec un rapport $^{m}Sr^{2+}/^{m}Ca^{2+}$ (eau de mer) égal à $0,86 \pm 0,04.10^{-2}$, l'aragonite des oolithes radiaires d'Um Saïd (Est de Qatar), de la pélagosite et des coniatolithes de la côte d'Abu Dhabi serait en équilibre avec l'eau de mer; avec un rapport valant $0,83 \pm 0,04.10^{-2}$ (qu'il est plus logique de prendre en compte) la différence est significative, comme pour les dépôts précédents.

Les analyses des sédiments des Bahamas conduisent à des conclusions semblables. Pour les oolithes, la teneur en Sr^{2+} de l'aragonite est supérieure de 14-16 % à celle prédite et cette différence est significative, voire hautement significative (probabilité supérieure à 99 %), confirmant les données de Kinsman.

Pour les boues, cette différence est de l'ordre de 12-13 %; en considérant seulement le rapport $^{m}Sr^{2+}/^{m}Ca^{2+}$ (eau de mer) moyen des Bahamas de $0,84 \pm 0,02 \times 10^{-2}$, elle est significative.

En d'autres termes, ***si les valeurs théoriques employées ne sont pas entachées d'une erreur supérieure à celle discutée***, **les teneurs en Sr^{2+} de l'aragonite des sédiments du Golfe Persique et des Bahamas dont la précipitation directe a été démontrée, indiquent un partage chimique du Sr^{2+} qui ne serait pas fonction de la seule température.**

C. LA TENEUR EN Sr^{2+} DE L'ARAGONITE : UN OUTIL, SES LIMITES

Pour interpréter les teneurs en Sr^{2+} nécessairement attribuées à leurs minéraux porteurs, les conditions différentes des auteurs précédents ont été les suivantes :

- un grand nombre d'analyses (près de 120) permettant le traitement statistique des séries d'échantillons;
- un protocole prévu pour prendre en compte les contributions des calcites afin de corriger les valeurs à rapporter à l'aragonite;
- l'utilisation du test t (ou de l'analyse de variance) pour les comparaisons de moyennes;
- la détermination et l'emploi complémentaire du rapport $\frac{^{m}Sr^{2+}/^{m}Ca^{2+}}{^{m}Mg^{2+}/^{m}Ca^{2+}}$

(à la suite donc de l'analyse du Mg^{2+} et du Ca^{2+} également rapportés à l'aragonite, Mg^{2+} étant dosé dans des échantillons sans dolomite et traités à l'hypochlorite de soude pour exclure la matière organique).

Tout au long de la présente discussion le naturaliste se trouve confronté au problème de savoir si les différences reconnues significatives grâce à des tests statistiques rigoureux sont le fait des objets naturels eux-mêmes ou si elles sont dues à des différences ou des insuffisances d'échantillonnage, des différences de mode opératoire, d'appareils de mesures, de gammes d'analyses en absorption atomique, etc.

Sans reprendre tous les résultats on peut illustrer ces 2 types de différences à l'aide de quelques exemples :

1. - Comparaison des dosages de Sr^{2+} dans l'aragonite des oolithes des Bahamas.

Dans le présent travail il a été trouvé des valeurs plus faibles que celles de tous les auteurs :

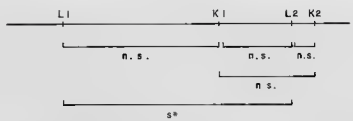
Zeller et Wray, 1956 :	1,25 % SrO soit 10570 ppm de Sr^{2+}
Kahle, 1965 :	10080 ppm
Milliman, 1967 :	10000 ppm
Kinsman, 1969 :	9800 ppm ± 500
ici :	9750 ppm ±170

S'agissant d'échantillons de même faciès et de même provenance, il faut plutôt attribuer ces différences au protocole expérimental, au nombre de mesures et aux techniques d'analyse (y compris les appareils) dont on peut espérer qu'ils sont en progrès. Pour les oolithes, on va voir d'ailleurs que ces différences n'ont aucune influence sur les conclusions.

2. - Comparaison des mêmes dosages dans les oolithes du Golfe Persique et des Bahamas.

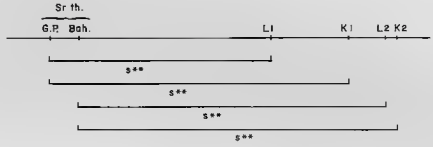
Pour chaque provenance des teneurs L_1, L_2 ont été trouvées respectivement plus faibles que celles de Kinsman K_1, K_2, de différence non significative entre L_1 et K_1 et entre L_2 et K_2 mais significative entre L_1 et L_2 selon le schéma suivant. La différence significative entre L_1 et L_2, résultant de différences progressives non significatives, paraît plutôt relever du mode opératoire ou du décalage dans l'étalonnage des gammes d'absorption atomique et ne peut être exploitée sur le fond.

Source : MNHN, Paris



3. — Comparaison des teneurs en Sr^{++} de l'aragonite des oolithes à celles attendues en équilibre avec l'eau de mer.

Les mêmes valeurs précédentes se répartissent selon le schéma suivant, par rapport aux teneurs calculées théoriquement :



Même dans le cas d'un décalage de mesures expérimentales entre auteurs, toutes les données permettent de conclure à une différence significative; tout dépend de la fiabilité des valeurs théoriques : on a déjà discuté l'incertitude qui les affecte (§ précédent B b 1°) c'est-à-dire que dans l'état actuel des connaissances sur la coprécipitation du Sr^{++}, les coefficients de partage, les teneurs $^{m}Sr^{++}/mCa^{++}$ dans l'eau de mer, on peut conclure que les objets eux-mêmes sont bien différents de ceux attendus.

4. — La comparaison entre les teneurs en Sr^{++} de l'aragonite des Coraux et celle des boues, pellets, oolithes et autre aragonite de précipitation directe fait apparaître des différences toujours significatives malgré des variations entre auteurs (fig. 26 et fig. 27). Dans la plupart des cas, la part (inévitable) des différences dues aux modes opératoires et aux instruments peut être faite et surtout ne modifie pas la signification des résultats.

5. — Pour les algues vertes les données des différents auteurs sont sensiblement contradictoires; pour les algues rouges, les présents résultats ne peuvent être opposés qu'à une seule analyse de *Galaxaura* (Milliman, 1974); dans les deux cas les teneurs en Sr^{++} de l'aragonite algaire ne permettent pas à elles seules d'estimer si les différences sont significatives avec d'autres dépôts. Mais la comparaison des teneurs en Mg^{++} et l'utilisation du rapport $\frac{m_{Sr^{++}}/m_{Ca^{++}}}{m_{Mg^{++}}/m_{Ca^{++}}}$ qui s'avère un outil complémentaire décisif, mettent effectivement en évidence une distinction entre l'aragonite algaire (au même titre que toute aragonite biogène) et l'aragonite de précipitation directe.

CONCLUSION

Un certain nombre de dépôts nouvellement découverts ont été déterminés comme étant de l'aragonite, en particulier dans le S.E. du Golfe Persique : des oolithes radiaires, des oolithes de lagune et de milieux protégés,

Source : MNHN, Paris

de la pélagosite, des coniatolithes, et provenant d'aquariums de plusieurs laboratoires méditerranéens : une algue verte syncytiale, *Pedobesia lamourouxii*.

La composition des sédiments appelés ici «aragonitiques» a été précisée :

- la teneur en carbonates va de 50 % environ (70 % plus couramment) à 96 %, inférieure (particulièrement pour les plus purs) à celle des calcaires anciens équivalents ;
- l'aragonite est toujours le minéral dominant parmi les carbonates (solubles à HCl 1N à froid). Dans les boues et sédiments à pellets, 2 cas peuvent être distingués :

. une teneur en aragonite de l'ordre de 90% et plus, observable dans les lagunes et latéralement aux milieux oolithiques dans le S.E. du Golfe Persique; en même temps, la calcite domine la calcite magnésienne pour ce qui reste des carbonates;

. une teneur en aragonite de l'ordre de 85% et moins, observable dans le Golfe Persique, dans des lagunes de hauts fonds et dans des milieux proches de récifs; c'est aussi le cas des boues des Bahamas et de Baie de Floride, celles-ci étant en moyenne les plus pauvres (55 % environ); simultanément la calcite magnésienne domine la calcite.

Ainsi, le taux de calcite magnésienne est supérieur à celui de la calcite dans les sédiments des Bahamas et de Baie de Floride tandis que c'est l'inverse dans la plupart des dépôts du Golfe Persique (cf. fig. 25). Les calcites observées sont, dans leur quasi-totalité, bioclastiques; la précipitation directe de calcite magnésienne est exceptionnelle.

En règle générale la teneur en aragonite augmente quand on passe des boues aux pellets, puis aux oolithes superficielles, puis aux oolithes, aux croûtes, aux ciments : elle est liée directement au degré de lithification intragranulaire d'abord (pellets, oolithes) puis à celui de l'ensemble du dépôt (encroûtements, grès de plage).

Le grand nombre d'analyses de strontium, la considération exclusive des teneurs attribuées à leur minéraux porteurs, la prise en compte rigoureuse des contributions des calcites afin de corriger les teneurs à rapporter à l'aragonite, le traitement statistique des données et leur comparaison par le test t, l'utilisation complémentaire et décisive du rapport $\frac{m_{Sr^{++}}/m_{Ca^{++}}}{m_{Mg^{++}}/m_{Ca^{++}}}$ sont les opérations et les conditions qui permettent ici de rendre plus précis l'outil qu'est le dosage du strontium.

Se trouvent confirmées les teneurs en Sr^{++} de l'aragonite des Mollusques (1500-2000 ppm), des Coraux (7500-8000 ppm), des oolithes du Golfe Persique (9250 ± 400 ppm) et des Bahamas (9750 ± 200 ppm), des boues et pellets du Golfe Persique (9400 ± 550 ppm). Les teneurs de celle des Chlorophycées apparaissent divergentes entre auteurs (de 8780 ± 450 à 9460 ± 500). Les teneurs en Sr^{++} de l'aragonite de Rhodophycées de diverses provenances (9250 à 9550 ± 500 ppm), des oolithes radiaires et des encroûtements divers du Golfe Persique (9200 ± 200 ppm), de boues et pellets des Bahamas (9500 ± 250 ppm) et de boues de Baie de Floride (9300 ± 750 ppm) sont établies.

On sait depuis longtemps qu'il y a toujours plus de Sr^{++} que de Mg^{++} substitué au Ca^{++} dans l'aragonite; les dosages et les calculs montrent ici qu'il y en a environ 2 fois plus (en atomes) dans les tests d'organismes, algues comprises et 4 à 5 fois plus (également en rapport atomique) dans l'aragonite sédimentaire du Golfe Persique (boues et pellets, oolithes, pélagosite, coniatolithes) et des Bahamas (oolithes, agrégats - ou grapestones - et la plupart des boues et pellets).

En définitive, on peut considérer que les teneurs en Sr^{++} de l'aragonite, nécessairement complétées par le rapport $\frac{m_{Sr^{++}}/m_{Ca^{++}}}{m_{Mg^{++}}/m_{Ca^{++}}}$, permettent de distinguer de manière significative l'aragonite biogène de l'aragonite sédimentaire de précipitation directe. Cela revient à mieux démontrer l'origine par précipitation directe de la plupart des sédiments aragonitiques des Bahamas et du Golfe Persique et à vérifier l'hypothèse de Stockman, Ginsburg et Shinn (1967) sur l'origine algaire (largement dominante) des boues de Baie de Floride. Il faut signaler que la série la plus importante de mesures du Sr^{++} dans les sédiments de Baie de Floride (due à Stehli et Hower, 1961) ne contredit pas cette hypothèse; ces auteurs expriment en effet leurs teneurs par rapport au sédiment total et ces valeurs (sauf les plus basses) sont comparables à celles obtenues ici; il est malheureusement impossible de les rapporter à l'aragonite, faute de dosage des carbonates, et d'interpréter avec un minimum de sécurité les valeurs les plus basses de 2700-3200 ppm (augmentation d'insoluble ? de matière organique ? de calcite

Source : MNHN, Paris

bioclastique? de Mollusques?). Par ailleurs les teneurs en Sr^{2+} et le rapport $\frac{m_{Sr^{2+}}/m_{Ca^{2+}}}{m_{Mg^{2+}}/m_{Ca^{2+}}}$ trouvés ici sont légèrement supérieurs à ceux de l'aragonite algaire, leurs valeurs étant déplacées vers celles de l'aragonite de précipitation directe; si ces résultats sont confirmés, il n'est pas exclu qu'une partie non négligeable de l'aragonite des boues de Floride soit à mettre sur le compte de la précipitation directe.

Constatant que les teneurs de 5000 à 6000 ppm de Sr^{2+} dans l'aragonite ne peuvent résulter que d'un mélange d'aragonite de différentes origines, celle des boues et de la fraction boueuse des sédiments se déposant au centre du Golfe Persique proviendrait largement de Mollusques. En rapprochant ces données de l'analyse sédimentaire (chap. I, p. 44, et tableaux 6 a, b) et de l'étude des nanostructures (p. 48 et tableau 6 c), ce qui revient à la précipitation directe n'excède probablement pas 10 %, les Lamellibranches et les Ptéropodes ont une contribution importante au moins égale aux débris de Coraux; d'après les datations de tests et d'oolithes (Carbone 14, Wagner et Van der Togt, 1973) l'essentiel de cette aragonite (en dehors des Ptéropodes) est peut-être relique.

L'incertitude sur le coefficient de partage du Sr^{2+} dans l'aragonite établi par Kinsman et Holland (1969), sur le rapport $m_{Sr^{2+}}/m_{Ca^{2+}}$ de l'eau de mer et sur le rapport $m_{Sr^{2+}}/m_{Ca^{2+}}$ de l'aragonite dosée ici a été discutée. Les valeurs théoriques de Sr^{2+} dans l'aragonite ont été recalculées et comparées à l'aide du test t aux valeurs trouvées : la garantie de la méthode mise en question par certains auteurs mériterait d'être connue.

Il est permis d'affirmer que les teneurs en Sr^{2+} de l'aragonite de précipitation directe sont de 8 à 15 % (dans le Golfe Persique) et de 12 à 16 % (aux Bahamas) supérieures de manière significative à celles prévues; celles des Coraux et de la plupart des Chlorophycées n'ont pas de différences significatives avec les valeurs prédites; cela confirme, tout en les précisant, les conclusions de Kinsman (1969). Pour certaines algues vertes, le résultat du test diffère selon les teneurs trouvées par les auteurs; l'aragonite de Rhodophycées analysées pour la première fois a des teneurs de 9 à 13 % supérieures de manière significative aux valeurs attendues théoriquement.

Un partage biochimique du Sr^{2+} est donc suggéré chez les Algues Rouges aragonitiques lors de la précipitation de leur squelette. Il est difficile de dire ce qu'il en est du partage du Sr^{2+} dans toutes les Chlorophycées du fait de résultats divergents entre auteurs. Mais il est clair, en accord avec Kinsman (1969), que la composition de l'aragonite de précipitation directe indique un partage du Sr^{2+} différent de celui prévu comme dépendant seulement de la température;; celle des Coraux et de la plupart des algues vertes, en ce qui concerne les teneurs en Sr^{2+}, semble au contraire en équilibre avec l'eau de mer.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE VI

ÉTUDE CRISTALLOCHIMIQUE DE L'ARAGONITE SÉDIMENTAIRE PAR DIFFRACTION ÉLECTRONIQUE

INTRODUCTION

Dans l'étude des particules sédimentaires de la taille du micron, l'utilisation de la diffraction électronique, conjointement avec la microscopie électronique à balayage et à transmission, est imposée par le souci de déterminer non seulement la morphologie de l'objet mais sa nature, tout comme on le fait pour des cristaux plus grands par microscopie photonique et diffraction des rayons X. Dans les deux cas l'examen des réseaux réciproques des cristaux uniques, en tenant compte de leurs dimensions et de leur configuration, permet de déterminer la nature du composé chimique et son organisation atomique.

Le dépouillement des diagrammes de diffraction électronique est cependant plus complexe car les cristaux se présentent dans l'appareil dans une position quelconque et l'opérateur n'intervient pas pour la modifier comme on a coutume de le faire avec la technique des rayons X. Le problème consiste donc à orienter les réseaux réciproques obtenus afin de vérifier si l'hypothèse faite sur la nature du cristal est correcte ou non. Cela nécessite de longs calculs et le nombre d'essais est tel qu'il est humainement impossible de les effectuer et qu'il faut employer l'ordinateur. Malgré ces inconvénients et compte tenu de l'erreur dans la mesure des paramètres plus grande qu'en diffraction des rayons X, la diffraction électronique a l'intérêt d'apporter les informations concrètes suivantes :

- savoir si les plus petits constituants sont monocristallins ou polycristallins (en position de mâcle ou non);
- confirmer la nature minéralogique grain par grain;
- rechercher s'il existe d'autres phases minérales moins abondantes, non décelées en diffractométrie des rayons X;
- orienter les axes cristallographiques par rapport à la morphologie.

Mais à l'occasion de l'indexation des clichés, la microdiffraction électronique s'est révélée utile au-delà de ces premiers buts : elle permet de mettre en évidence dans le réseau aragonitique des taches supplémentaires; certaines sont indépendantes de celles produites comme artefacts par des nanomâcles ou par la réflexion multiple et constituent une surstructure du réseau normal dont l'existence soulève plusieurs questions :

- est-elle le résultat d'une substitution ordonnée, la plus probable étant celle du strontium ?
- corollairement, cela ne conduit-il pas à abandonner la notion de solution solide où des atomes différents du calcium se répartissent au hasard dans un réseau se déformant progressivement du pôle aragonite pure à celui de strontianite ?
- s'agissant de nouvelles variétés bien définies d'aragonite strontique au sein ou à côté d'une aragonite proba-

Source : MNHN, Paris

blement pure, quel est le rapport entre la teneur globale en strontium observée précédemment (chapitre V) et les différentes valeurs $^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}$ calculées pour les cristaux ou leurs nanodomaines strontiques ?

I. - MÉTHODE ET TECHNIQUES

A. PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS ET CORRESPONDANCE ENTRE LES OBSERVATIONS AU M.E.T. ET CELLES AU M.E.B.

L'échantillon est réduit en poudre (à moins qu'il ne soit déjà vase ou boue) et monté dans une goutte d'alcool sur une membrane de carbone déposée sur une grille de cuivre (d'après Nissen, Institut de Cristallographie et de Pétrographie de Zürich, communication orale).

L'image obtenue de chaque particule en microscopie électronique à transmission (par ex. ph. B, pl. 50) est comparée avec ce qui est connu en microscopie électronique à balayage (ph. A, pl. 50); dans les cas où la correspondance est certaine, on passe en diffraction électronique (ph. C, pl. 50).

B. DÉPOUILLEMENT ET ORIENTATION DES DIAGRAMMES DE DIFFRACTION ÉLECTRONIQUE

a) Pourquoi indexer ?

Ici les cristaux se présentent dans l'appareil dans une position quelconque et l'opérateur n'intervient pas pour la modifier comme on a coutume de le faire avec la technique des rayons X. Le problème consiste donc à orienter les réseaux réciproques obtenus - caractérisés par deux vecteurs de base $\vec{l}_1$ et $\vec{l}_2$ et l'angle Φ exp (cf. fig. 29) - afin de vérifier si l'hypothèse que l'on peut faire sur la nature du cristal est correcte ou non.

PLANCHE 50

Particules élémentaires de sédiments aragonitiques
en microscopie électronique à balayage, en microscopie électronique à transmission et en diffraction électronique

A, B, C, D : Illustration des étapes de la méthode d'étude par diffraction électronique.

A : Observation d'une boue provenant d'une lagune du Golfe Persique au M.E.B. Feutrage de baguettes subhédrales ou anhédrales de 1 à 3,5 μm sur 0,2 à 0,3 μm (x 22000).

B : Après montage à l'alcool absolu sur membrane de carbone posée sur une grille de cuivre, observation en M.E.T. et sélection d'une particule ressemblant à ce qui est vu en grand nombre au M.E.B. (x 22000).

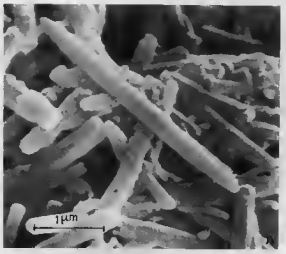
C : Diffraction électronique sur la particule précédemment retenue : monocristal d'aragonite. (Caractéristiques du cliché, calculs et indexation : fig. 31).

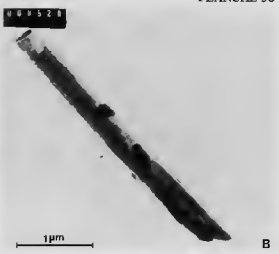
D : Superposition des clichés B et C. Alors que l'orientation de l'image du réseau réciproque correspond à la direction de l'objet réel, l'image transmise tourne d'un angle variable fonction du grandissement (ici 23° pour 16 SA, x 22000). Pour réorienter l'image du cristal conformément au réseau, on superpose les négatifs, gélatine vers l'œil; l'image du réseau restant fixe on fait tourner le cliché du cristal de 23° dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. L'allongement du cristal correspond à 001 : on met en évidence de manière directe l'allongement des nanocristaux d'aragonite selon l'axe c.

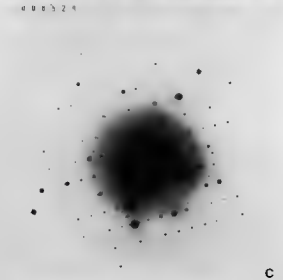
E : «Aiguille» d'aragonite provenant d'une boue de lagune sur la côte ouest de l'île d'Andros (Bahamas). Image en microscopie électronique à transmission (x 31000) et cliché de diffraction électronique. (Caractéristiques du cliché, calculs et indexation : fig. 32).

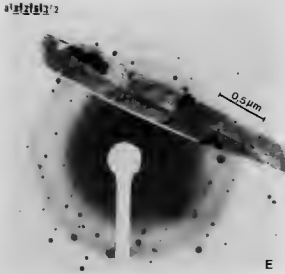
F : Nanograin sélectionné dans un broyat d'une oolithe des Bahamas à cortex entièrement nanogrenu, toutes les oolithes de l'échantillon ayant une structure cryptocristalline (cf. ph. B, pl. 18) et nanogrenue (cf. ph. E, pl. 18). Observation en M.E.T. (x 74000) montrant un nanograin principal de 0,25 μm comportant à la périphérie quelques nuclei non développés de 400 à 800 Å. La diffraction électronique confirme le caractère polycristallin de l'ensemble.

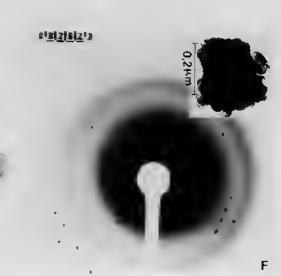
Source : MNHN, Paris





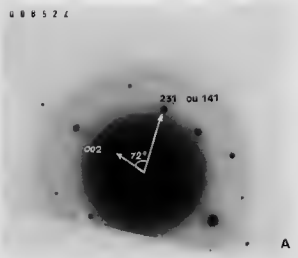


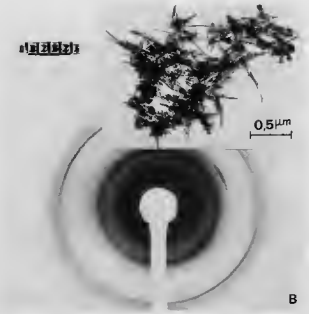


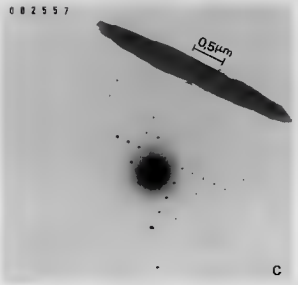


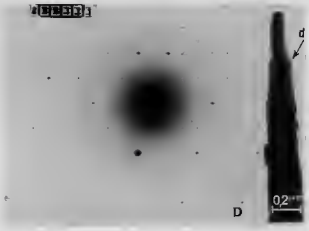
BIBL. DU MUSEUM PARIS

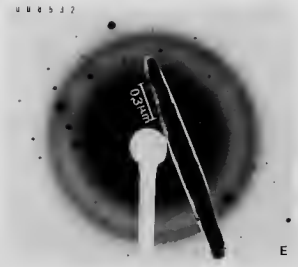
Source : MNHN, Paris

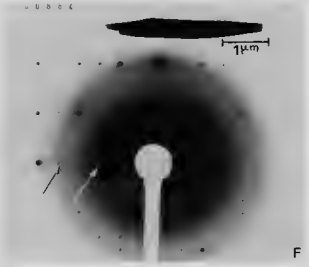












Source : MNHN, Paris

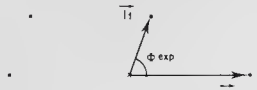


Fig. 29 : Caractéristiques d'un réseau.

b) Principe de l'indexation.

On calcule les distances réticulaires d_1 exp et d_2 exp dans le réseau direct telle que $d_1 \exp \times I_1 = K$ (K = «constante» caractéristique du microscope électronique pour une haute tension donnée). On compare alors d_1 exp, d_2 exp et Φ exp respectivement à $d_{1(hkl)}$, $d_{2(h'k'l')}$ et Φ théoriques calculés pour un minéral présumé. Si en même temps :

$$d_1 \exp - \Delta d_1 \exp < d_1 < d_1 \exp + \Delta d_1 \exp$$
$$d_2 \exp - \Delta d_2 \exp < d_2 < d_2 \exp + \Delta d_2 \exp$$
$$\Phi \exp - \Delta\Phi \exp < \Phi < \Phi \exp + \Delta\Phi \exp$$

c'est que l'hypothèse initiale est hautement probable et on peut retenir les valeurs des indices hkl et h'k'l' essayées.

On peut aussi s'affranchir de la constante du microscope en calculant :

$$I_2/I_1 = d_{1(hkl)}/d_{2(h'k'l')}$$

PLANCHE 51

Microscopie électronique à transmission et diffraction électronique sur les particules élémentaires constituant les boues de lagunes dans le Golfe Persique et aux Bahamas

A : Diffraction sur monocristal d'aragonite provenant d'une boue de lagune du Golfe Persique. Réseau simple sans taches supplémentaires. (Indexation cf. fig. 33).

B : Feutrage de trichites observés en M.E.T. (x 21000) et cliché de diffraction électronique identique à celui d'une poudre. L'indexation des raies (tableau 43) montre que selon l'hypothèse la plus probable, la nature de ces trichites est de l'halite.

C : «Aiguille» d'aragonite provenant d'une boue de lagune sur la côte ouest d'Andros (Bahamas). Image en M.E.T. (x 17000) et cliché de diffraction orientés l'un par rapport à l'autre. D'après les caractéristiques du cliché, les calculs et l'indexation (cf. fig. 35) il s'agit d'un monocristal et son réseau comporte des surstructures.

D : «Aiguille» d'aragonite provenant de la même boue. L'observation en M.E.T. (x 38500) confirme le faciès anhédral cylindrique du monocristal, montre que les sommets peuvent être tronqués et que l'effilement relatif peut être discontinu (flèche d). Le cliché de diffraction sur ce monocristal (réorientés l'un par rapport à l'autre) présente des taches supplémentaires dues non seulement à des réflexions multiples mais à des surstructures. (cf. fig. 38).

E : «Aiguille» d'aragonite provenant d'une boue de lagune à l'ouest d'Abu Dhabi (Golfe Persique). Image en M.E.T. (x 33000) et cliché correspondant de diffraction électronique réorientés mutuellement. (Indexation fig. 36).

F : Autre particule élémentaire subhédrale de la même boue montrant en M.E.T. une extrémité bifide (x 12000). La diffraction électronique confirme la morphologie cristalline en donnant la superposition de 3 réseaux au moins (cf. fig. 37); leur indexation montre l'existence de 3 cristaux accolés dont deux sont en position de mâcle, le troisième conservant la direction 001 commune.

Source : MNHN, Paris

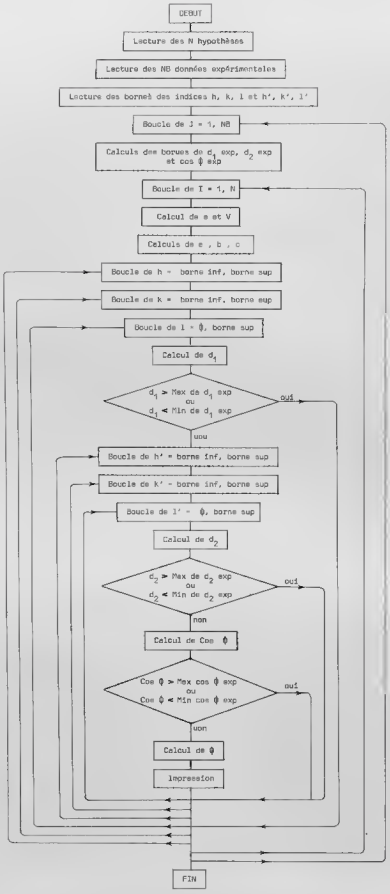


Fig. 30 : Organigramme du programme CALUDEX.

Source : MNHN, Paris

Le rapport d_1/d_2 et l'angle Φ de (hkl) (h'k'l') sont alors caractéristiques d'un réseau. En général cependant, le nombre de solutions possibles est augmenté et on est ramené à calculer le produit $l_n \times d_n$ et on choisit la solution dont le produit est compris dans l'intervalle des valeurs $K \pm \Delta K$ de l'appareil. Dans tous les cas, le nombre de calculs à essayer (h,k,l et h',k',l' en boucle) est tel qu'il est humainement impossible de les effectuer et qu'il est nécessaire d'utiliser l'ordinateur.

Une autre méthode, également assortie d'un programme, a été mise au point par C. Willaime et M.C. Perucaud (1972) introduisant une donnée expérimentale supplémentaire qui est la rotation du monocristal d'un angle connu par rapport au faisceau incident d'électrons. Cette intervention de l'opérateur est destinée à lever le doute dans l'indexation d'un réseau et dans la détermination de la nature de l'espèce cristalline, en particulier dans l'étude d'un échantillon très rare, voire unique. De manière complémentaire le propos est ici de faire l'analyse d'un grand nombre de grains d'un sédiment essentiellement aragonitique avec tout l'aspect statistique qu'elle comporte.

C. PROGRAMME DE CALCUL

a) Équations et calculs - ordre des opérations (cf. organigramme, fig. 30).

Le programme consiste à :

1. - calculer les valeurs expérimentales et leurs bornes de :

$$d_1\,\text{exp} \pm \Delta d_1\,\text{exp} = \frac{K \pm \Delta K}{(L_1 \pm \Delta L_1)/n_1} \qquad \text{soit Max de } d_1 \text{ exp ou Min de } d_1 \text{ exp}$$

$$d_2\,\text{exp} \pm \Delta d_2\,\text{exp} = \frac{K \pm \Delta K}{(L_1 \pm \Delta L_2)/n_2} \qquad \text{soit Max de } d_2 \text{ exp ou Min de } d_2 \text{ exp}$$

$\cos\Phi\,\text{exp} \pm \Delta\cos\Phi\,\text{exp}$, d'après mesure de Φ exp, soit Max $\cos\Phi$ exp ou Min $\cos\Phi$ exp

avec
- K = constante du microscope
- L_1, L_2 = longueurs mesurées sur le cliché (en mm)
- n_1, n_2 = nombre d'interneuds dans les longueurs respectivement mesurées
- $d_{1,2}$ exp = distance interplanaire calculée d'après les données expérimentales
- Φ exp = angle des plans réticulaires d'indice hkl et h'k'l' correspondant à d_1 exp et d_2 exp.

2. - calculer d_1 théorique d'un minéral présumé (en prévoyant le cas le plus général du système triclinique) tel que :

$$d_1 = f\left(\begin{matrix}a, b, c, \alpha, \beta, \gamma \text{ donnés} \\ h, k, l \text{ en boucle}\end{matrix}\right)$$

avec
- a, b, c = valeurs des paramètres du minéral pris comme hypothèse
- α, β, γ = valeurs des angles
- $d(h,k,l)$ = distance interplanaire calculée pour chaque h, k, l introduits en boucle, d'après les équations *in* Kasper et Lonsdale (1959, p. 106)

soit $d_1 = d(h,k,l)$ s'obtenant à partir des calculs suivants :

$$v = 2abc\sqrt{\sin s \,.\, \sin(s-\alpha) \,.\, \sin(s-\beta) \,.\, \sin(s-\gamma)}$$

avec v = volume de la maille

$$s = (\alpha+\beta+\gamma)/2$$

$$a^* = (bc \sin\alpha)/v$$

$$b^* = (ca \sin\beta)/v$$

$$c^* = (ab \sin\gamma)/v$$

$$\cos\alpha^* = (\cos\beta\cos\gamma - \cos\alpha)/(\sin\beta.\sin\gamma)$$

$$\cos\beta^* = (\cos\gamma\cos\alpha - \cos\beta)/(\sin\gamma.\sin\alpha)$$

$$\cos\gamma^* = (\cos\alpha\cos\beta - \cos\gamma)/(\sin\alpha.\sin\beta)$$

Source : MNHN, Paris

$$Q_{(hkl)} = h^2a^{*2} + k^2b^{*2} + l^2c^{*2} + 2klb^*c^*\cos\alpha^* + 2lhc^*a^*\cos\beta^* + 2hka^*b^*\cos\gamma^*$$
$$d_{(hkl)} = 1/\sqrt{Q_{(hkl)}}$$

3. - calculer d_2 théorique tel que :

$$d_2 = f\left(\begin{matrix}a, b, c, \alpha, \beta, \gamma \text{ donnés} \\ h', k', l' \text{ en boucle}\end{matrix}\right)$$

mêmes calculs que précédemment.

4. - calculer cos Φ théorique tel que :

$$\cos\Phi = f\left(\begin{matrix}a, b, c, \alpha, \beta, \gamma \text{ donnés} \\ h, k, l, h', k', l' \text{ déterminés en 2. et 3.}\end{matrix}\right)$$

avec Φ = angle (h,k,l) : (h',k',l')

$$\cos\Phi = \frac{hh'a^{*2} + kk'b^{*2} + ll'c^{*2} + (kl' + lk')b^*c^*\cos\alpha^* + (lh' + hl')c^*a^*\cos\beta^* + (hk' + kh')a^*b^*\cos\gamma^*}{\sqrt{Q_{(hkl)}.Q_{(h'k'l')}}}$$

5. - tester si

$$\text{Min de } d_1 \text{ exp} < d_1 < \text{Max de } d_1 \text{ exp}$$
$$\text{Min de } d_2 \text{ exp} < d_2 < \text{Max de } d_2 \text{ exp}$$
$$\text{Min de } \cos\Phi \text{ exp} < \cos\Phi < \text{Max de } \cos\Phi \text{ exp}$$

6. - et seulement si ces conditions sont réalisées, retenir hkl et h'k'l' correspondants.

En plus de ces indices, imprimer pour contrôle $d_{(hkl)}$, $d_{(h'k'l')}$, Φ,
Min de d_1 exp, Max de d_1 exp, Min de d_2 exp, Max de d_2 exp.

L'ordre des tests au cours des calculs est précisé sur l'organigramme (fig. 30). Le texte du programme CALUDEX et sa notice explicative sont donnés en annexe.

L'ordinateur, type C II 1070, autorise en 4 minutes environ 100000 essais pour indexer 15 clichés avec une hypothèse et des boucles tridimensionnelles engendrant une matrice 9 x 9 x 5.

b) Présentation des tableaux des données et des résultats de calculs.

Plusieurs exemples sont illustrés ici dans les tableaux regroupant les caractéristiques des clichés et les divers calculs d'indexation : cf. tableaux 40, 42, etc.

D. PRÉCISION DE LA MÉTHODE

a) Paramètres utilisés.

Pour l'aragonite, les paramètres retenus sont ceux affinés par De Villiers (1971) et Dal Negro et Ungaretti (1971). Pour les autres minéraux dont la présence est envisagée, les paramètres employés sont tirés du fichier ASTM. Dans tous les cas les valeurs n'ont été calculées qu'avec 3 décimales.

b) Erreurs.

Il convient d'estimer l'erreur faite sur les distances interplanaires expérimentales (qui dépendent elles-mêmes des vecteurs expérimentaux mesurés sur les clichés et de la constante K du microscope) ainsi que l'erreur faite sur l'angle des familles de plans (le même que l'angle entre vecteurs de base).

Ces erreurs proviennent :

Source : MNHN, Paris

1. - du microscope lui-même.

- erreur sur la constante K du microscope. D'après C. Willaime (communication orale), elle est de l'ordre de 2% avec l'appareil utilisé (Phillips EM 300) à condition de conserver la même distance objet-filament qu'au moment de l'étalonnage avec l'or (d_{220}), c'est-à-dire de régler la platine pour que le cristal soit toujours placé sur l'axe de rotation horizontal de cette platine.
- erreur due à l'astigmatisme qui rend légèrement elliptique le diagramme de diffraction. Cela entraîne une incertitude sur les longueurs des vecteurs (1% sur chaque d'après C. Willaime et M.C. Perucaud, 1972). L'astigmatisme cause également une incertitude de 1° environ sur l'angle.

Dans un premier temps, pour simplifier les calculs, cette erreur a été entièrement portée sur K avec $\Delta K/K = 5\%$.

2. - des mesures réalisées par l'expérimentateur.

L'erreur absolue sur les longueurs de vecteurs est de 0,2 mm, c'est-à-dire en général inférieure à 1% en mesurant des distances supérieures à 20 mm. Elle est aussi de 0,5° sur l'angle.

Au total chaque distance interplanaire expérimentale est donc calculée à 6-7% près et la fourchette des valeurs initialement retenues est telle que leur nombre est augmenté. On peut tester alors les couples d'indexation hkl-h'k'l' par la comparaison

- du rapport des distances calculées selon l'hypothèse ($r_{th} = \frac{d_1}{d_2} = \frac{d_{(hkl)}}{d_{(h'k'l')}}$)
- et du rapport des vecteurs mesurés ($r_e = \frac{l_2}{l_1} = \frac{L_2/n_2}{L_1/n_1}$).

c) Test dans le cas d'hypothèses multiples.

Le rapport expérimental r_e ainsi défini permet de s'affranchir de la constante K du microscope et de diminuer l'erreur.

$\Delta r_e/r_e = \Delta l_1/l_1 + \Delta l_2/l_2$, avec chaque $\Delta l/l = 1\%$ dû à l'astigmatisme + 1% d'incertitude sur la mesure.

$\Delta r_e/r_e = 4\%$, en se plaçant dans les conditions les plus défavorables où toutes les erreurs s'ajoutent.

On retiendra alors l'indexation hkl-h'k'l' seulement si :

$$r_e - 4\% r_e < r_{th} < r_e + 4\% r_e$$

II. - RÉSULTATS

Les analyses ont porté sur des boues de lagune de la Trucial Coast (S.E. du Golfe Persique), de la Côte Ouest d'Andros (Bahamas), sur des broyats d'oolithes (Golfe Persique et Bahamas), des débris de cortex algaire (*Penicillus*, *Liagora*), des cristaux de ciment expérimental, des fractions de laminites algo-sédimentaires et des dépôts *in vitro* contrôlés par des Cyanophycées.

A. LES OBSERVATIONS EN MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE A TRANSMISSION

Les observations en M.E.T. n'étaient ici qu'une étape : choisir les grains de morphologie comparable à ce qui était connu au M.E.B. sur lesquels on allait réaliser la microdiffraction (cf. ph. A, B, C, D, pl. 50). En même temps elles confirment le faciès anhédral de certaines «aiguilles» (ph. D, pl. 51), leurs pointes tronquées ou émoussées (ph. B pl. 50; ph. C, D, E, pl. 51; ph. B, C, pl. 52) comme le laissaient présager les photographies au M.E.B. malgré la couche inévitable d'or palladium qui les enveloppe. Mais les grandissements plus forts et l'absence de cette métallisation font apparaître ici que les faciès subhédraux et euhédraux sont plus nombreux que prévus (par exemple ph. E, pl. 50; ph. F, pl. 51) et que les nanograins subsphériques anhédraux (ph. G, pl. 9; ph. E,

Source : MNHN, Paris

pl. 11; ph. E, pl. 18) sont en réalité souvent de faciès subhédral; la plupart des nanograins sont des agrégats polycristallins - les plus petits éléments ayant 400 à 1000 Å - (ph. F, pl. 50).

A titre de curiosité, on peut signaler l'action des électrons sur les nanocristaux d'aragonite. Dans certaines conditions d'utilisation du microscope - haute tension de 80 à 100 kv, faisceau primaire très concentré - l'aragonite se pulvérise brutalement en un grand nombre de rhomboèdres de 500 Å environ. Si le «bombardement» est prolongé, ces rhomboèdres (de calcite?) se subliment et disparaissent complètement.

B. ANALYSE DÉTAILLÉE DE CLICHÉS DE DIFFRACTION ÉLECTRONIQUE

112 diagrammes de diffractions ont été obtenus sur des nanocristaux et nanograins par ailleurs photographiés au microscope électronique à transmission. 64 diagrammes ont été indexés avec une erreur inférieure à 4% en ce qui concerne les rapports définis précédemment (§ 1D) en s'affranchissant de la constante du microscope.

Afin d'illustrer le maximum de cas, l'échantillonnage limité des clichés présentés ici tient compte :

1. de l'origine des différents sédiments - boues du Golfe Persique, des Bahamas, oolithes, tests algaires, ciment aragonitique -,
2. des problèmes soulevés par l'indexation elle-même - réseaux superposés, hypothèses multiples -,
3. des problèmes soulevés par l'interprétation des indexations - taches supplémentaires, réflexions multiples, surstructures -.

Les clichés de diffraction et les images directes des cristaux correspondants, orientés l'un par rapport à l'autre, sont regroupés sur 4 planches (50 à 53). L'analyse de chaque microdiffraction est présentée sous une forme répétitive comportant simultanément le tableau de données (tableaux 40 à 58), la discussion sur le choix éventuel de l'hypothèse et le(s) dessin(s) du réseau indexé (fig. 31 à 49).

a) Diffraction électronique sur des particules sédimentaires des boues et des pellets.

1. - Cliché 8529 (ph. C, pl. 49) : diffraction électronique sur une «aiguille» d'aragonite sédimentaire provenant d'une boue de lagune du Golfe Persique.

CLICHE	K	DK	L1	DL1	N1	L2	DL2	N2	PHI	DPHI
8529(2)	30.6	0.8	42.0	0.2	8.	52.8	0.2	8.	35.5	1.0

NUMERO D'HYPOTHESE 1.

D1EXPP	D1EXPG	D2EXPP	D2EXPG
5.649	6.010	4.498	4.776

D1	H	K	L	HH	KK	LL	D2	PHI
5.740	0.	0.	1.	0.	-1.	1.	4.658	35.76
5.740	0.	0.	1.	0.	1.	1.	4.658	35.76

NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HKL= 405.
NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HH KK LL= 405.
NOMBRE DE SOLUTIONS= 2.

Tableau 40 : Caractéristiques du cliché 8529 et calculs d'indexation

Source : MNHN, Paris

Des 2 solutions d'indexations obtenues (tableau 40) il s'agit en fait de la même, au signe près, et que l'on peut d'ailleurs tester comme indiqué précédemment (§ 1D) :

$$r_e = \frac{l_2}{l_1} = \frac{42/8}{52/8} = 1{,}25 \pm 4\% \quad \rightarrow \quad 1{,}20 < r_e < 1{,}30$$

$$r_{th} = d_{(001)}/d_{(011)} = 1{,}23$$

L'hypothèse aragonite est donc correcte et dans cette hypothèse l'indexation 001-011 est retenue (cf. fig. 31).

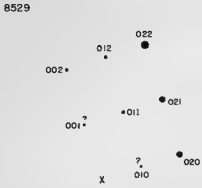


Fig. 31 : Schéma de l'indexation du cliché 8529

Il est impossible de savoir si 001 et 010 à l'intérieur de la zone de surexposition du spot central existent ou non; cependant, ailleurs, 001 et 0k0 existent quels que soient l et k. Ou bien les conditions d'extinction ne sont plus celles du groupe Pmcn (l = 2n et k = 2n et dans ce cas il ne s'agirait plus de l'aragonite au sens strict) ou bien il y a réflexion multiple allumant les taches du réseau normalement éteintes, phénomène très courant en diffraction électronique.

2. - Cliché 2612 (ph. E, pl. 49) : diffraction électronique sur une «aiguille» d'aragonite sédimentaire provenant d'une boue de lagune (ouest d'Andros, Bahamas).

Cliché 2612

K = 35,3 ± 2,1

Hypothèse Aragonite

Résumé des calculs à l'ordinateur avec l_1, l_2 mesurés (comme ci-dessus) et ϕ l_1 : l_2 = 89° ± 1,5°

l_1 = 34,4 ± 0,2 mm/6 ⟶ 5,73 Å < d_1 exp < 6,59 Å
possible $d_{(001)}$ = 5,74 Å

l_2, 1er essai = 42 ± 0,2 mm/12 ⟶ 9,3 Å < d_2 exp_1 < 10,7 Å
indexation impossible de la 1ère tache : aucune distance réticulaire ne correspond à cette valeur avec l'hypothèse aragonite.

l_2, 2° essai = 42 ± 0,2 mm/6 ⟶ 4,69 Å < d_2 exp_2 < 5,39 Å
indexation possible de la 2° tache avec $d_{(100)}$ = 4,96 Å

Source : MNHN, Paris

I_2, 3° essai = 42 ± 0,2 mm/4 ⟶ 3,12 Å < d_2 exp$_2$ < 3,60 Å
indexation impossible de la 3° tache

I_2, 4° essai = 42 ± 0,2 mm/3 ⟶ 2,33 Å < d_2 exp$_2$ < 2,70 Å
indexation possible de la 4° tache avec $d_{(200)}$ = 2,48 Å
$d_{(130)}$ = 2,34 Å
$d_{(260)}$ = 2,368 Å

Tableau 41 : Caractéristiques du cliché 2612 et calculs d'indexation

Soit à tester (d'après tableau 41) :

001 - 200	*avec*	$r_e = I_2/I_1 = 2,44 \pm 0,14 \rightarrow 2,30 < r_e < 2,58$	*(± 0,14 = erreur plus grande que 4% compte tenu de l'irrégularité des distances entre certaines taches appartenant à plusieurs réseaux.)*
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(200)} = 2,31$	indexation retenue
001 - 130	*avec même*	r_e	
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(130)} = 2,45$	indexation retenue
001 - 210	*avec même*	r_e	
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(210)} = 2,42$	indexation retenue

Les trois indexations possibles pour la même hypothèse aragonite sont reportées sur la figure 32.

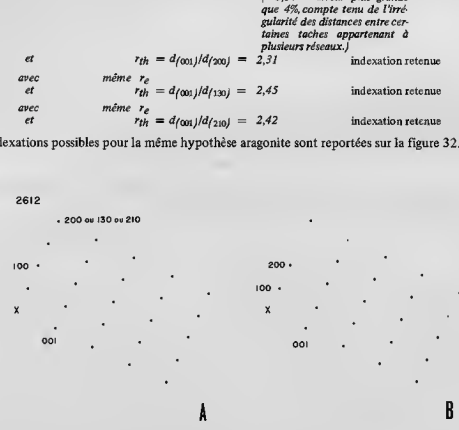


Fig. 32 : Schéma de l'indexation du cliché 2612

A : Superposition de 2 réseaux au moins - avec hypothèse aragonite $a_0b_0c_0$:
1. - 001 - 200 avec réflexion multiple allumant h00 quel que soit h et tache supplémentaire à $\frac{h}{2}$00 supposant une autre hypothèse.
2. - 001 - 130 (ou 210).

B : Indexation selon hypothèse $2a_0b_0c_0$ d'un des cristaux en position de mâcle.

Source : MNHN, Paris

Dans la direction hk0 les taches ne sont pas rigoureusement espacées de la même distance, peuvent être dédoublées et suggèrent deux ou plusieurs réseaux.

L'existence simultanée de 200 proche de 130 due à la mâcle autour de (110) - cf. § suivants C, c; E, b et fig. 52 - exclut l'indexation 210.

La première indexation (fig. 32 A) est incorrecte puisqu'il faut indexer la première tache du réseau. Or l'hypothèse aragonite doit être retenue puisque les paramètres correspondent à moins de 4% près : les taches supplémentaires mettent en évidence une surstructure; pour les indexer (fig. 32 B), une nouvelle hypothèse de maille multiple de celle de l'aragonite est à considérer, soit : $2\,a_0\,b_0\,c_0$.

3. - Cliché 8524 (ph. A, pl. 51) : diffraction électronique sur une «aiguille» d'aragonite sédimentaire (boue de lagune du S.E. du Golfe Persique).

CLICHE	K	DK	L1	DL1	H1	L2	DL2	H2	PHI	DPHI
8524	30.6	0.8	64.5	0.2	6.	35.5	0.2	2.	72.0	1.0

HUMERO D'HYPOTHESE 1* ARAGONITE

D1EXPP	D1EXPG	D2EXPP	D2EXPG
2.764	2.930	1.669	1.779

D1	H	K	L	HH	KK	LL	D2	PHI
2.870	0.	0.	2.	-2.	-3.	1.	1.729	72.47
2.870	0.	0.	2.	-2.	3.	1.	1.729	72.47
2.870	0.	0.	2.	-1.	-4.	1.	1.760	72.15
2.870	0.	0.	2.	-1.	4.	1.	1.760	72.15
2.870	0.	0.	2.	1.	-4.	1.	1.760	72.15
2.870	0.	0.	2.	1.	4.	1.	1.760	72.15
2.870	0.	0.	2.	2.	-3.	1.	1.729	72.47
2.870	0.	0.	2.	2.	3.	1.	1.729	72.47

NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HKL = 405*

NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HH KK LL = 405*

NOMBRE DE SOLUTIONS = 8*

Tableau 42 : Caractéristiques du cliché 8524 et calculs d'indexation

Sur les 8 solutions trouvées par le calcul (tableau 42), il s'agit en fait de 2 seulement, au signe près; soit à tester :

002 - 231 avec $r_e = I_2/I_1 = 1{,}65 \pm 4\% \rightarrow 1{,}59 < r_e < 1{,}71$

et $r_{th} = d_{(002)}/d_{(231)} = 1{,}66$ indexation retenue

002 - 141 avec même r_e

et $r_{th} = d_{(002)}/d_{(141)} = 1{,}63$ indexation retenue (cf fig. 33)

Source : MNHN, Paris

L'incertitude sur l'indexation 231 ou 141, impossible à lever ici, est sans conséquence sur l'hypothèse et, dans chaque cas, aucune tache supplémentaire n'est mise en évidence : il s'agit d'un monocristal d'aragonite sans surstructure.

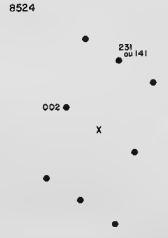


Fig. 33 : Schéma d'indexation du cliché 8524

4. - Cliché 2626 (ph. B, pl. 51) : diffraction électronique sur un amas de trichites (boue de lagune, Ouest d'Andros, Bahamas) identique à un diagramme de poudre.

Soit à indexer 3 raies ponctuées d'ailleurs de taches dues à des trichites un peu plus gros que les autres (fig. 34).

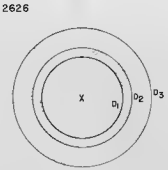


Fig. 34 : Schéma du cliché de diffraction 2626

K = 41,5 (2K = 83) ± 5 %

a) Valeurs expérimentales :

D_1 = 29,7 mm ⟶ d_1 exp = 2,79 Å ± 6 %

D_2 = 36 mm ⟶ d_2 exp = 2,30 Å ± 6 %

D_3 = 50,5 mm ⟶ d_3 exp = 1,64 Å ± 6 %

Source : MNHN, Paris

L'erreur sur les rapports est moindre (1 % sur chaque longueur et l'erreur due à l'astigmatisme est supprimée puisque les mesures sont faites exclusivement sur le diamètre).

$$\frac{D_2}{D_1} = 1{,}21 \pm 2\ \% \longrightarrow 1{,}19 < \frac{D_2}{D_1} < 1{,}23$$

$$\frac{D_3}{D_1} = 1{,}70 \pm 2\ \% \longrightarrow 1{,}67 < \frac{D_3}{D_1} < 1{,}73$$

$$\frac{D_3}{D_2} = 1{,}40 \pm 2\ \% \longrightarrow 1{,}37 < \frac{D_3}{D_2} < 1{,}43$$

b) Comparaison des valeurs expérimentales et celles correspondant à des hypothèses possibles

	Aragonite		Halite
d_1	2,87 Å (002)	2,73 Å (121)	2,82 Å (200)
d_2	2,328 Å (022)		2,30 Å (211)
d_3	1,70 Å (222)		1,63 Å (222)
$\frac{d_1}{d_2}$	$\frac{d_{(002)}}{d_{(022)}} = 1{,}23$ compatible	$\frac{d_{(121)}}{d_{(022)}} = 1{,}17$ solution rejetée	$\frac{d_{(200)}}{d_{(211)}} = 1{,}22$ compatible
$\frac{d_1}{d_3}$	$\frac{d_{(002)}}{d_{(222)}} = 1{,}69$ compatible	$\frac{d_{(121)}}{d_{(222)}} = 1{,}60$ solution rejetée	$\frac{d_{(200)}}{d_{(222)}} = 1{,}73$ compatible
$\frac{d_2}{d_3}$	$\frac{d_{(022)}}{d_{(222)}} = 1{,}36$ solution rejetée		$\frac{d_{(211)}}{d_{(222)}} = 1{,}41$ compatible
	Hypothèse Aragonite rejetée		Hypothèse Halite retenue

Tableau 43 : Caractéristiques du cliché 2626 et calculs d'indexation des raies

L'hypothèse Halite est la plus probable.

5. - Cliché 2557 (ph. C, pl. 51) : diffraction électronique sur une «aiguille» d'aragonite sédimentaire (boue de lagune, Ouest d'Andros, Bahamas). Mise en évidence de surstructures dans le réseau aragonitique.

Sur les 4 solutions trouvées par le calcul (tableau 44), il s'agit en fait de 2, au signe près. Soit à tester :

220 - 002 *avec* $r_e = i_1/i_2 = 1{,}40 \pm 4\% \rightarrow 1{,}34 < r_e < 1{,}46$
et $r_{th} = d_{(002)}/d_{(220)} = 1{,}36$ indexation retenue

040 - 002 *avec même* r_e
et $r_{th} = d_{(002)}/d_{(040)} = 1{,}44$ indexation retenue

Source : MNHN, Paris

CLICHE	K	OK	L1	OL1	N1	L2	OL2	N2	PHI	OPHI
2557	35.3	1.8	17.0	0.2	1.	12.5	0.2	1.	89.0	1.0

NUMERO D'HYPOTHESE 1* ARAGONITE

D1EXPP	D1EXPG	D2EXPP	D2EXPG
1.948	2.208	2.638	3.016

D1	H	K	L	HH	KK	LL	D2	PHI
2.106	-2.	2.	0.	0.	0.	2.	2.870	90.00
1.992	0.	4.	0.	0.	0.	2.	2.870	90.00
2.106	2.	-2.	0.	0.	0.	2.	2.870	90.00
2.106	2.	2.	0.	0.	0.	2.	2.870	90.00

NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HKL = 405*
NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HH KK LL = 9720*
NOMBRE DE SOLUTIONS = 4*

Tableau 44 : Caractéristiques du cliché 2557 et calculs d'indexation

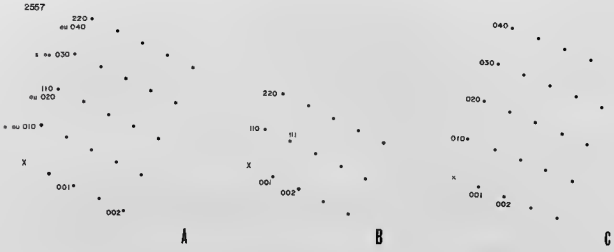


Fig. 35 : Indexation du cliché 2557 : réseau unique d'un monocristal
A : Indexations possibles avec hypothèse aragonite $a_0b_0c_0$.
B : Indexation selon hypothèse de maille multiple de celle de l'aragonite $2a_02b_02c_0$.
C : Indexation selon autre hypothèse de maille multiple de celle de l'aragonite $a_0b_02c_0$.

Source : MNHN, Paris

Il s'agit d'un réseau unique de monocristal qui peut donc être indexé de 2 façons :

1. - 001-110 : les premières taches indexables sont les deuxièmes sur chaque direction (fig. 35A) : une telle indexation est incorrecte; comme les paramètres calculés correspondent à ceux de l'aragonite, il faut envisager une nouvelle maille multiple de celle de l'aragonite $2a_0 2b_0 2c_0$ (cf. fig. 35B).

2. - 001-010 : la première tache indexable sur ool est la deuxième (fig. 35A) : l'hypothèse est aussi à revoir et suppose une maille multiple $a_0 b_0 2c_0$ (fig. 35C).

6. - Cliché 8532 : diffraction électronique sur une «aiguille» d'aragonite sédimentaire (boue de lagune du S.E. du Golfe Persique).

Sur ce cliché complexe à très nombreuses taches (ph. E, pl. 51) l'indexation recherchée (avec l'hypothèse aragonite) correspond au réseau de taches les plus intenses (cf. fig. 36).

CLICHE	K	DK	L1	DL1	H1	L2	DL2	H2	PHI	DPHI
8532(2)	30.6	0.8	29.2	0.2	3.	42.0	0.2	8.	90.0	1.0

NUMERO D'HYPOTHESE 1* ARAGONITE

D1EXPP	D1EXPG	D2EXPP	D2EXPG
3.041	3.248	5.649	6.010

D1	H	K	L	HH	KK	LL	D2	PHI
3.107	-1.	-2.	0.	0.	0.	1.	5.740	90.00
3.107	-1.	2.	0.	0.	0.	1.	5.740	90.00
3.107	1.	-2.	0.	0.	0.	1.	5.740	90.00
3.107	1.	2.	0.	0.	0.	1.	5.740	90.00

NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HKL = 405*

NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HH KK LL = 1620*

NOMBRE DE SOLUTIONS = 4*

Tableau 45 : Caractéristiques du cliché 8532 et calculs d'indexation

Quatre solutions ressortent du calcul à l'ordinateur (tableau 45) mais il s'agit en fait de la même, au signe près :

120 - 001 *avec* $r_e = l_1/l_2 = 1{,}85 \pm 4\%$ → $1{,}78 < r_e < 1{,}92$
et $r_{th} = d_{(001)}/d_{(120)} = 1{,}85$ indexation retenue (cf. fig. 36)

Le réseau 001-120 est le plus net mais des taches régulières appartiennent à un ou plusieurs autres réseaux, en particulier 001-130. Un deuxième cristal de même orientation 001 est probablement accolé au premier selon une face donnant une rotation voisine de 10° par rapport au premier (angle (120) : (130)). Des taches non indexables appartiennent peut-être à des plans proches dont les nœuds très allongés recoupent en même temps le plan-film. A moins qu'il ne s'agisse de la même solution suggérée par la configuration et l'indexation des clichés 6311, 9009 (voir plus loin).

Source : MNHN, Paris

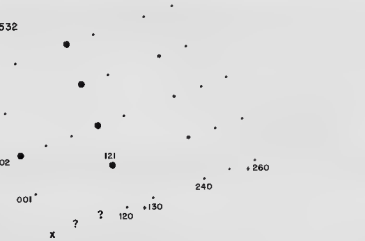


Fig. 36 : Schéma d'indexation du cliché 8532

Cliché 8841

K = 30,6 ± 1,0

Hypothèse Aragonite

Résumé des calculs à l'ordinateur avec l_1, l_2 mesurés (comme ci-dessus) et $\widehat{l_1 : l_2} = 90° \pm 1°$

l_1 = 42,7 ± 0,2 mm/8 ⟶ d_1 exp = 5,73 Å ± 5 %

5,52 < d_1 exp < 5,95 possibilité : $d_{(001)}$ = 5,74 Å

et 001 pour la première tache.

l_2 = 25,8 ± 0,2 mm/2 ⟶ d_2 exp = 2,37 Å ± 6 %

2,28 < d_2 exp < 2,47 possiblité : $d_{(210)}$ = 2,368 Å

ou $d_{(130)}$ = 2,342 Å

soit 210 ou 130 pour la 4° tache.

Et en tenant compte du réseau complet de taches visibles dans la zone Sud-Est du cliché :

l_1 sans changement

l_3 = 39,0 ± 0,2 mm/4 ⟶ d_3 exp = 3,15 Å ± 6 %

2,96 < d_3 exp < 3,34 possibilité : $d_{(120)}$ = 3,107 Å

et 120 pour la 3ème tache.

Tableau 46 : Caractéristiques du cliché 8841 et calculs d'indexation

Source : MNHN, Paris

7. - Cliché 8841 (ph. F, pl. 51) : diffraction électronique sur une «aiguille» d'aragonite sédimentaire (boue de lagune du S. E. du Golfe Persique).

Soit à tester (d'après tableau 41)

001 · 210	*avec*	$r_e = I_2/I_1 = 2{,}42 \pm 4\%$	→	$2{,}32 < r_e < 2{,}52$
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(210)} = 2{,}42$		indexation retenue
001 · 130	*avec*	*même* r_e		
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(130)} = 2{,}45$		indexation retenue
001 · 120	*avec*	$r_e = I_3/I_1 = 1{,}83 \pm 4\%$	→	$1{,}76 < r_e < 1{,}90$
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(120)} = 1{,}85$		indexation retenue

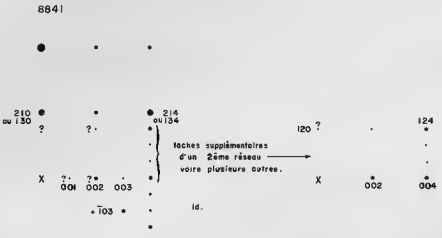


Fig. 37 : Schéma d'indexation du cliché 8841

Le réseau 001-130 (ou 210) est le plus net mais, comme pour le cliché 8532, des taches régulières appartiennent à un ou plusieurs autres réseaux, en particulier 001-120 et 001-100 (visible en 3° zone de Laüe, la tache étant notée 103 sur la figure 37).

Il s'agit probablement de 3 cristaux au moins (ce qui est d'ailleurs suggéré par l'image directe en transmission) : deux sont en position de mâcle, mâcle classique de l'aragonite autour de (110), et donnent la superposition dans le même plan (cf. § E, b suivant) des réseaux 001-130 et 001-200; de ce fait l'indexation $2\bar{1}0$, que le calcul fait retenir en même temps que $1\bar{3}0$, est à écarter. Le troisième cristal, de même orientation 00l serait accolé à l'un des précédents mais avec une rotation telle que le réseau réciproque est celui de 001-120. Les taches 00l avec $l = 2n + 1$ sont allumées (faiblement) par réflexion multiple. Les taches accompagnées d'un point d'interrogation ne sont pas visibles dans le halo central et sont déduites de l'observation des rangées plus éloignées.

8. - Cliché 6311 (ph. D, pl. 51) : diffraction électronique sur une «aiguille» d'aragonite sédimentaire (boue de lagune, Ouest d'Andros, Bahamas).

$K = 35{,}3 \pm 1{,}8$

Hypothèse Aragonite

Résumé des calculs à l'ordinateur avec l_1, l_2 mesurés (comme ci-dessus) et $\widehat{l_1 : l_2} = 90° \pm 1{,}5$

$l_1 = 25{,}6 \pm 0{,}2$ mm/4 ⟶ 5,08 Å < d_1 exp < 5,96 Å possibilité $d_{(001)}$ = 5,74 Å

Source MNHN, Paris

l_2, 1er essai = 15,5 ± 0,2 mm/4	⟶	8,30 Å < d_2 exp$_1$ < 9,95 Å	valeur ne correspondant à aucune distance réticulaire de l'aragonite : première tache non indexable selon cette hypothèse.
l_2, 2° essai = 7,75 ± 0,2 mm	⟶	4,15 Å < d_2 exp$_2$ < 5,0 Å	possibilités $d_{(110)}$ = 4,21 Å $d_{(100)}$ = 4,96 Å
l_2, 3° essai = 15,5 ± 0,2 mm	⟶	2,08 Å < d_2 exp$_3$ < 2,49 Å	possibilités $d_{(130)}$ = 2,342 Å $d_{(210)}$ = 2,368 Å
l_2, 4° essai = 11,6 ± 0,2 mm	⟶	2,83 Å < d_2 exp$_4$ < 3,25 Å	possibilité $d_{(120)}$ = 3,10 Å

Tableau 47 : Caractéristiques du cliché 6311 et calculs d'indexation

Soit à tester :				
001 - 110	*avec*	$r_e = l_2/l_1 = 1{,}20 \pm 4\%$	→	$1{,}15 < r_e < 1{,}25$
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(110)} = 1{,}36$		solution rejetée
001 - 100	*avec même* r_e			
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(100)} = 1{,}16$		indexation retenue
001 - 130	*avec*	$r_e = l_2/l_1 = 2{,}42 \pm 4\%$	→	$2{,}32 < r_e < 2{,}52$
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(130)} = 2{,}45$		indexation retenue
001 - 210	*avec même* r_e			
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(210)} = 2{,}42$		indexation retenue
001 - 120	*avec*	$r_e = l_2/l_1 = 1{,}81 \pm 4\%$	→	$1{,}71 < r_e < 1{,}88$
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(120)} = 1{,}85$		indexation retenue

Il y a donc lieu d'envisager et de discuter les indexations suivantes :

001 - 100
001 - 120
001 - 130 (ou 210)

reportées en première hypothèse sur la figure 38A.

La régularité rigoureuse du réseau suggère en première hypothèse le caractère monocristallin de l'«aiguille» d'aragonite. L'indexation la plus probable pour les vecteurs de base est 001 - 100. Or la première tache ne peut être indexée sur $1\vec{0}0$, ce qui est incorrect avec l'hypothèse aragonite de maille $a_0b_0c_0$ et suppose une nouvelle maille multiple de celle de l'aragonite : soit $2a_0b_0c_0$. La troisième tache et la quatrième pourraient être respectivement 120 et 130 (ou 210) puisqu'on a toujours les relations suivantes :

$$1\vec{3}0 \simeq 2\vec{1}0$$
$$1\vec{3}0 \simeq 2 \times 1\vec{0}0$$
$$1\vec{2}0 = \frac{3}{4} \times 1\vec{3}0$$

De telles indexations supposeraient également d'autres mailles nouvelles multiples de celle de l'aragonite : $3a_03b_0c_0$ ou $4a_04b_0c_0$. La solution la plus simple est la première (cf. fig. 38B). Mais à celle-ci peut s'ajouter l'indexation 130 pour la quatrième tache de zone 0, particulièrement importante : un deuxième réseau 001 - 130 sans surstructure pourrait ainsi appartenir à un deuxième cristal en position de mâcle par rapport au 1er (cf. § E, b et fig. 52).

Source : MNHN, Paris

Fig. 38 : Indexations possibles du cliché 6311

A : Schéma des différentes indexations d'après un premier calcul selon l'hypothèse aragonite de maille $a_0b_0c_0$: 001 (et 001 avec $l = 2n+1$) peut être allumé par réflexion multiple ainsi que 120 ou 210 ($h+k = 2n+1$) si ces solutions sont valables (cf. discussion ci-dessus). Dans tous les cas les taches de la 1ère rangée (cf. flèche) ne sont pas indexables et l'hypothèse est à revoir.

B : Schéma d'indexation du réseau le plus simple avec une maille multiple de celle de l'aragonite $2a_0b_0c_0$ (cf. § III).

9. - Cliché 8848 (ph. A, pl. 52) : diffraction électronique sur une « aiguille » d'aragonite sédimentaire (boue de lagune du S.E. du Golfe Persique).

CLICHE	K	OK	L1	DL1	N1	L2	DL2	N2	PHI	OPHI
8848	30.6	1.0	36.9	0.3	6.	21.2	0.2	2.	90.0	1.0

NUMERO D'HYPOTHESE 1* ARAGONITE

D1EXPP	D1EXPG	D2EXPP	D2EXPG
4.774	5.180	2.766	3.010

D1	H	K	L	HH	KK	LL	D2	PHI
4.960	-1.	0.	0.	0.	0.	2.	2.870	90.00
4.960	1.	0.	0.	0.	0.	2.	2.870	90.00

NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HKL = 405*
NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HH KK LL = 810*
NOMBRE DE SOLUTIONS = 2*

Tableau 48 : Caractéristiques du cliché 8848 et calculs d'indexation

Les 2 indexations trouvées par le calcul (tableau 48) sont en fait la même solution au signe près :

100 - 002 *avec* $r_e = I_2/I_1 = 1{,}72 \pm 4\%$ → $1{,}65 < r_e < 1{,}79$
et $r_{th} = d_{(100)}/d_{(002)} = 1{,}73$ indexation retenue

On note que h00 est allumé quel que soit h par réflexion multiple. D'autre part, le doublement ou le triplement très rapproché des taches dans la zone ouest du cliché (cf. ph. A, pl. 52) sont des indices de la mâcle autour de (110) (cf. § E, b et fig. 52), le doublet 200-130 étant reproduit par réflexion multiple.

Source : MNHN, Paris

Fig. 39 : Schéma d'indexation du cliché 8848

10. - Cliché 8844 (ph. B, pl. 52) : diffraction électronique sur une «aiguille» d'aragonite sédimentaire (boue de lagune du S.E. du Golfe Persique).

Les données (tableau 49) concernent la 3° tache dans la direction faisant 63° avec $\vec{00\bar{1}}$ (fig. 40). Les calculs concernant la 2° tache et la 4° tache conduisent rigoureusement aux mêmes résultats que le cliché 6311 (cf. précédemment, 8.).

PLANCHE 52

Microscopie électronique à transmission et diffraction électronique sur des particules aragonitiques de boues, de tests algaires (*Liagora cenomyce*), de ciment expérimental

A : «Aiguille» d'aragonite de 3 μm sur 0,2 μm provenant d'une boue de lagune du Golfe Persique (ouest d'Abu Dhabi) observée au M.E.T. (x 12000) et cliché de diffraction électronique correspondant orientés mutuellement (détails de l'indexation, fig. 39). Le dédoublement des taches bien visibles sur la partie gauche du cliché indique la nanomaîle classique autour de (110).

B : Particule élémentaire aragonitique de la même boue, de 2 μm sur 0,25 μm. Image au M.E.T. (x 19000) et cliché de diffraction électronique correspondant orientés mutuellement (détails de l'indexation : fig. 40).

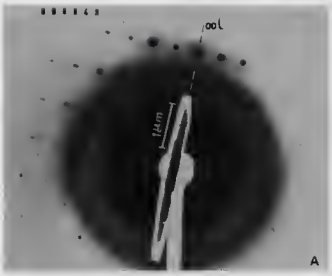
C : Particule élémentaire aragonitique de la même boue de 2,5 μm sur 0,25 μm constituée par plusieurs cristaux accolés par leur face (110) dont deux sont en position de mâcle, comme le montre le cliché de diffraction électronique (indexation fig. 42) orienté par rapport à l'image en transmission (x 18000).

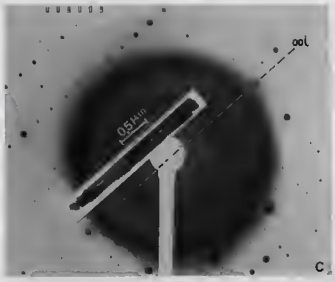
D : Diffraction électronique sur une «aiguille» du test aragonitique de l'algue *Liagora cenomyce*; (détail de l'indexation, fig. 44).

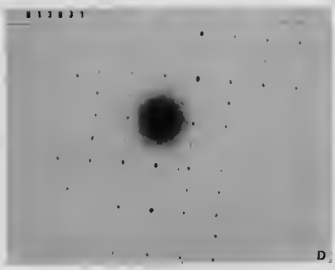
E : Cristal cuhédral de ciment aragonitique expérimental (cf. pl. 24) observé en M.E.T. (x 22000) et cliché de diffraction électronique orientés mutuellement (détails de l'indexation, fig. 43).

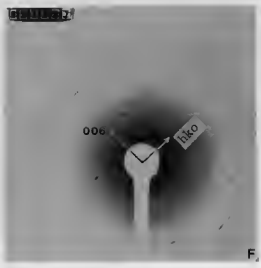
F : Diffraction électronique sur une particule de dolomie calcinée du sable cimenté expérimentalement. Le cliché de diffraction correspondant à un produit industriel n'a ici qu'un intérêt pédagogique : celui de montrer l'existence d'une traînée dans une direction décorée de satellites de surstructures; c'est la caractérisation d'une destruction de la période dans la direction des traînées par une substitution au hasard, la plus probable étant celle d'un Ca par un Mg.

Source : MNHN, Paris



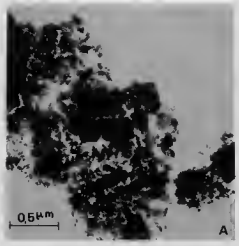


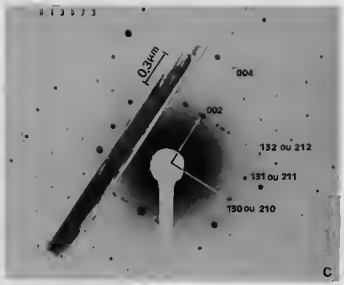


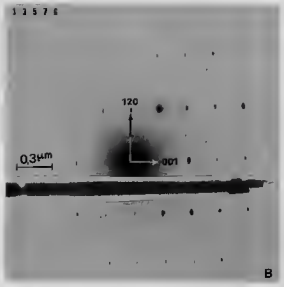


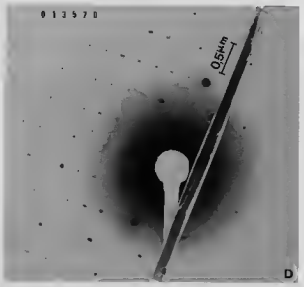
BIBL. DU MUSEUM PARIS

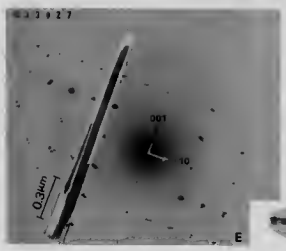
Source : MNHN, Paris

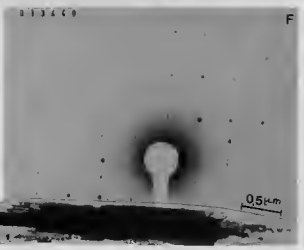












Source : MNHN, Paris

Les 4 solutions calculées (tableau 49) sont en fait la même, au signe près :

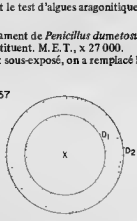
011 - 120	*avec*	$r_e = l_1/l_2 = 1{,}50 \pm 4\%$	$\rightarrow$	$1{,}44 < r_e < 1{,}56$
	et	$r_{th} = d_{(011)}/d_{(120)} = 1{,}50$		indexation retenue

Le dédoublement de nombreuses taches suggère la superposition d'au moins 3 réseaux : 011-100 (1) et 011-130 (2) - cas banal de deux cristaux en position de mâcle autour de (110) : cf. § E, b et fig. 52 -; le troisième 001-120 est le mieux marqué. Le problème subsiste de savoir si ce réseau appartient à un 3° cristal, de même direction 001 et accolé par une face commune hk0, ou si les plans voisins qui correspondent aux vecteurs de base $1\bar{2}0$ et $1\bar{3}0$ sont photographiés en même temps à cause de l'allongement des nœuds recoupant simultanément le plan-film.

PLANCHE 53

Microscopie électronique à transmission et diffraction électronique sur les particules élémentaires constituant le test d'algues aragonitiques (*Penicillus, Liagora*)

A : Fraction du cortex aragonitique d'un filament de *Penicillus dumetosus* (Baie de Floride) obtenue par écrasement et montrant les nanograins de 0,1 à 0,3 μm qui la constituent. M.E.T., x 27 000.
Le cliché de diffraction électronique étant sous-exposé, on a remplacé la photo par le dessin ci-dessous :



avec les caractéristiques suivantes :
K = 94,8
D_1 = 29,5 mm
D_2 = 43,3 mm

Le cliché est identique à celui d'une poudre avec toutefois des raies légèrement discontinues ou renforcées localement à cause du nombre relativement limité de cristaux ou de l'existence de nanograins plus gros (détail de l'indexation p. 229).

B : Vue partielle d'une «aiguille» d'aragonite du cortex de *Liagora pinnata* (Bahamas) de 2,5 μm sur 0,10-0,15 μm, observée au M.E.T. (x 33000) et cliché de diffraction électronique correspondant, orientés mutuellement (détail de l'indexation : fig. 45).

C : Vue partielle d'une particule subhédrale d'aragonite du cortex de *Liagora pinnata* (Bahamas) de 3 μm de long sur 0,15 μm environ observée au M.E.T. (x 33 000). Son extrémité ici visible montre qu'elle est constituée apparemment de plusieurs fibres accolées (à rapprocher de ph. E, pl. 39). Le cliché de diffraction électronique (cf. détail de l'indexation : fig. 46) est orienté par rapport à l'image en M.E.T.

D : Vue partielle d'une «aiguille» d'aragonite du cortex de *Liagora pinnata* (Bahamas) de 4 μm de long sur 0,15 μm environ observée au M.E.T. (x 18 000) et cliché correspondant de diffraction électronique (indexation : fig. 47).

E : Groupe d'«aiguilles» d'aragonite du cortex de *Liagora cenomyce* (Hawaï) observé au M.E.T. (x 40 000). En général plusieurs nanocristaux très fins de 1 à 1,5 μm sur 250 Å sont associés à un nanocristal légèrement plus grand de 2 μm environ sur 500 Å, l'ensemble ayant alors 2 μm sur 0,15 μm. Le cliché de diffraction électronique orienté par rapport à l'image en M.E.T. montre le doublement ou le triplement des taches, indices d'une orientation presque identique de cristaux en position de mâcle (détail de l'indexation : fig. 48).

F : Un des types de particules élémentaires constituant le test de *Liagora farinosa* (Bermudes) observé au M.E.T. (x 22 000) tout à fait comparable à ce qui est révélé au M.E.B. (cf. ph. E, pl. 39). Cet élément est en réalité un faisceau de fibres de 4 μm sur 0,5 μm, chacune ayant 3 à 4 μm de long sur 0,1-0,2 μm. L'ensemble diffracte difficilement et le cliché de diffraction n'a pu être réalisé qu'en bordure; dans ces conditions le réseau photographié est relativement simple, montrant un certain nombre de taches dédoublées dues à un autre cristal de même direction que celui analysé et en position de mâcle (détail de l'indexation : fig. 49).

Source : MNHN, Paris

CLICHE	K	DK	L1	DL1	M1	L2	DL2	M2	PH1	DPH1
8844(10)	30.6	1.5	19.7	0.3	2.	26.2	0.5	4.	63.0	1.5

NUMERO D'HYPOTHESE 1* ARAGONITE

D1EXPP	D1EXPG	D2EXPP	D2EXPG
2.910	3.309	4.360	4.996

D1	H	K	L	HH	KK	LL	D2	PH1
3.107	-1.	-2.	0.	0.	-1.	1.	4.658	62.90
3.107	-1.	2.	0.	0.	1.	1.	4.658	62.90
3.107	1.	-2.	0.	0.	-1.	1.	4.658	62.90
3.107	1.	2.	0.	0.	1.	1.	4.658	62.90

NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HKL = 405*
NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HH KK LL = 2430*
NOMBRE DE SOLUTIONS = 4*

Tableau 49 : Caractéristiques du cliché 8844 et calculs d'indexation

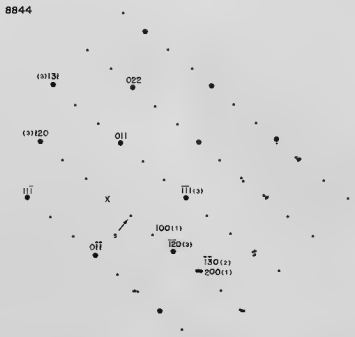


Fig. 40 : Schéma des indexations possibles du cliché 8844

Source : MNHN, Paris

Quelle que soit la solution, les taches de la 1ère rangée (voir flèche s sur la fig. 40) correspondent à une distance réticulaire plus grande que les plus grands des paramètres de l'aragonite et égale, dans le réseau réciproque, à une distance sous-multiple de $1\bar{0}0$. Cela ne peut s'expliquer qu'avec une nouvelle hypothèse de maille multiple de celle de l'aragonite $2a_0b_0c_0$ (cf. § III).

11. - Cliché 9009 (ph. C, pl. 52) : diffraction électronique sur une particule sédimentaire de la même boue du S.E. du Golfe Persique.

Le grand nombre de taches du cliché 9009 rend complexes sa lecture et son indexation. La figure 41 rend compte du repérage des taches (A) et des différentes hypothèses sur les vecteurs de base à considérer (B, C, D).

On résumera ici les différents calculs traités à l'ordinateur et ayant conduit à des indexations.

Avec: constante du microscope $K = 30{,}6 \pm 1{,}8$; angle $\Phi \exp = 90° \pm 1°$; vecteurs de bases mesurés comme ci-dessous; hypothèse aragonite.

A cause du halo central du faisceau direct la première tache visible sur Y correspond à la 4° zone. Compte non tenu des extinctions possibles en zone 0 on peut logiquement prendre comme vecteur de base :

l_0 = (distance de l'origine à la 4° zone)/4

$l_0 = 20 \pm 0{,}2$ mm/4 → $5{,}70\ \text{Å} < d_0 \exp < 6{,}54\ \text{Å}$: possibilité $d_{(001)} = 5{,}74$ Å

De même la première tache visible sur X correspond à la 6° rangée telle que le montre la 4° zone où sont visibles toutes les taches souvent dédoublées, avec un internœud légèrement irrégulier (indice de plusieurs réseaux). En supposant en première hypothèse que toutes les taches appartiennent au réseau de l'aragonite, on doit essayer d'indexer la première tache avec :

$l_1 = 3 \pm 0{,}2$ mm → $9{,}80\ \text{Å} < d_1 \exp < 10{,}90\ \text{Å}$: cela ne correspond à aucune distance réticulaire de l'aragonite (ni de la calcite ou de la dolomite). Mais il s'agit peut-être de taches supplémentaires (mâcle ou surstructure) dans un réseau réciproque du minéral présumé.

Dans le secteur N-O du cliché les rangées 4, 6, 8, 10 existent particulièrement (cf. ph. C, pl. 51 et fig. 41 A) et permettent d'envisager respectivement des vecteurs de base $\vec{l_2}$ (fig. 41 B) et $\vec{l_4}$ (fig. 41 D) tels que :

$l_2 = 5{,}9 \pm 0{,}2$ mm → $4{,}89\ \text{Å} < d_2 \exp < 5{,}48\ \text{Å}$: possibilité $d_{(100)} = 4{,}96$ Å

$l_4 = 12{,}5 \pm 0{,}2$ mm → $2{,}30\ \text{Å} < d_4 \exp < 2{,}60\ \text{Å}$: possibilités $d_{(200)} = 2{,}48$ Å

$d_{(130)} = 2{,}342$ Å

$d_{(210)} = 2{,}368$ Å

Dans le secteur S-E du cliché les rangées 3, 6, 9, 12, sont très nettes et conduisent à essayer l'indexation sur la base d'un vecteur $\vec{l_3}$ (fig. 41 C) tel que :

$l_3 = 18{,}7 \pm 0{,}2$ mm/2 → $3{,}03\ \text{Å} < d_3 \exp < 3{,}52\ \text{Å}$: possibilité $d_{(120)} = 3{,}107$ Å

Soit à tester :

001 - 100	*avec*	$r_e = l_2/l_0 = 1{,}18 \pm 4\%$	→	$1{,}14 < r_e < 1{,}22$
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(100)} = 1{,}16$		indexation retenue
001 - 130	*avec*	$r_e = l_4/l_0 = 2{,}50 \pm 4\%$	→	$2{,}40 < r_e < 2{,}60$
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(130)} = 2{,}45$		indexation retenue
001 - 210	*avec*	*même* r_e		
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(210)} = 2{,}42$		indexation retenue
001 - 120	*avec*	$r_e = l_3/l_0 = 1{,}87 \pm 4\%$	→	$1{,}80 < r_e < 1{,}94$
	et	$r_{th} = d_{(001)}/d_{(120)} = 1{,}85$		indexation retenue

Source : MNHN, Paris

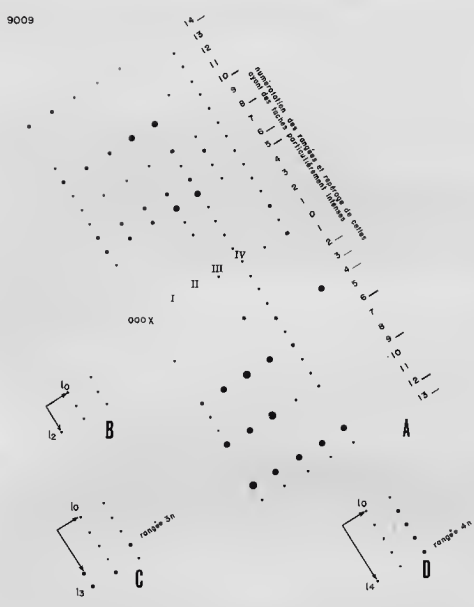


Fig. 41

A : Dessin reproduisant le réseau photographié en C, pl. 52 et permettant le repérage des taches par leur zone de 0 à IV et leur rangée de 0 à 14, quadrant N.O. et 0 à 13, quadrant S.E.

B : Une hypothèse des vecteurs de base
- sur Y : l_0 = Distance de l'origine à la tache de 1ère zone
- sur X : l_2 = Distance de l'origine à la tache de 2e zone

(on verra que l_1, distance à la 1ère rangée, conduit à une distance interplanaire dans le réseau direct qui ne correspond pas à des distances connues dans les minéraux courants attendus ici - aragonite, calcites, dolomite, autres carbonates, halite, etc...).

C : Autre hypothèse des vecteurs de base
- l_0 : sans changement
- l_3 : sur X, distance de l'origine à la tache de 3° rangée

D : Autre hypothèse des vecteurs de base
- l_0 : sans changement
- l_4 : sur X, distance de l'origine à la tache de 4° rangée.

Source : MNHN, Paris

Soit à envisager et discuter les réseaux suivants :

001 - 100 noté (1)
001 - 120 (2)
001 - 130 (ou 210) (3) sur la figure 42

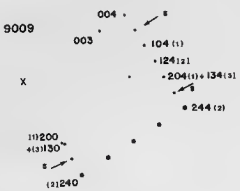


Fig. 42 : Schéma d'indexation de trois réseaux superposés (1), (2) et (3).

Les rangées notées s correspondent à des taches supplémentaires dans l'hypothèse aragonite $a_0b_0c_0$. Les taches non observables à cause du halo central n'ont pas été reproduites.

L'image en transmission (ph. C, pl. 52) comme l'indexation montrent l'existence d'au moins deux cristaux ayant même direction (00l) et accolés selon une face parallèle à (00l). Le plus net des réseaux a pour vecteurs de base $00\bar{1}1$ et $1\bar{2}20$. L'autre est formé sur $00\bar{1}1$ et $1\bar{3}30$ (ou $2\bar{1}\bar{1}0$). Mais pour expliquer la présence de toutes les taches en troisième et quatrième rangée, une mâcle répétant 200 près de 130 est supposée et donne 104 en 4° zone. De plus, la première tache dont la rangée est notée s sur la figure 42 est impossible à indexer avec l'aragonite de maille $a_0b_0c_0$: elle peut s'inscrire dans un réseau sous-multiple du réseau réciproque 001 - 100 et implique une maille nouvelle multiple de celle de l'aragonite : $2a_0b_0c_0$ (cf. § III).

b) Diffraction électronique sur des cristaux aragonitiques de ciment dans un grès calcaire expérimental (cf. planche 24, chap. III).

Cliché 4389 (ph. E, pl. 52) : diffraction électronique sur une des «aiguilles» d'aragonite constituant le ciment d'un sable en cours de lithification.

D'après le calcul (cf. tableau 50), 2 solutions sont à envisager : 002 - 130
002 - 210, au signe près.

Soit à tester :

002 - 130 avec $r_e = l_2/l_1 = 1,22 \pm 4\%$ → $1,17 < r_e < 1,27$
et $r_{th} = d_{(002)}/d_{(130)} = 1,23$ indexation retenue

002 - 210 avec même r_e
et $r_{th} = d_{(002)}/d_{(210)} = 1,21$ indexation retenue

Comme dans d'autres cas, le choix n'est pas possible entre les deux indexations pour la même hypothèse aragonite. Mais cela n'entraîne pas de conséquences contradictoires : l'hypothèse aragonite n'en est pas moins confirmée, un tel cliché résulte de la diffraction sur un monocristal et il ne présente ni réflexion multiple ni surstructure.

Source : MNHN, Paris

K = 35,3 ± 1,5		
l_1 = 24,8 ± 0,2 mm/2		
l_2 = 30,2 ± 0,2 mm/2		
Φ = 90° ± 1°		
Hypothèse Aragonite.		
d_1 exp = 2,86 Å ± 6 %	⟶	2,69 < d_1 exp < d_1 exp 3,03 : possibilité $d_{(002)}$ = 2,87 Å
d_2 exp = 2,35 Å ± 6 %	⟶	2,21 < d_2 exp < d_2 exp 2,49 : possibilité $d_{(130)}$ = 2,342 Å
		$d_{(210)}$ = 2,368 Å

Tableau 50 : Caractéristiques du cliché 4389 et résumé des calculs d'indexation

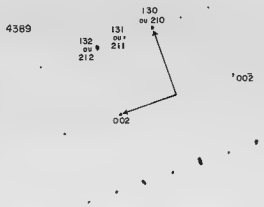


Fig. 43 : Schéma d'indexation du cliché 4389

K = 47,4		
Hypothèse Aragonite		
Φ l_1 : l_2 = 90° + 1,5°		
l_1 = 8,7 ± 0,2 mm	⟶	5,12 Å < d_1 exp < 5,78 Å possibilité $d_{(001)}$ = 5,74 Å
l_2 = 12, ± 0,3 mm	⟶	3,67 Å < d_2 exp < 4,23 Å possibilité $d_{(110)}$ = 4,21 Å
		$d_{(020)}$ = 3,98 Å

Tableau 51 : Caractéristiques du cliché 13831 et résumé des calculs d'indexation

Source : MNHN, Paris

c) Diffraction électronique sur des particules aragonitiques constituant des tests algaires.

1. - Cliché 13831 (ph. D, pl. 52) : diffraction électronique sur une des «aiguilles» d'aragonite constituant le test de *Liagora cenomyce* (Rhodophycée, Hawaï).

Deux solutions d'indexations, au signe près, ressortent des calculs (tableau 51).
Soit à tester :

001 - 020 avec $r_e = I_2/I_1 = 1{,}38 \pm 5\% \rightarrow 1{,}31 < r_e < 1{,}45$ *(5% du fait de taches larges, voire dédoublées)*

et $r_{th} = d_{(001)}/d_{(020)} = 1{,}44$ indexation retenue

001 - 110 avec même r_e

et $r_{th} = d_{(001)}/d_{(110)} = 1{,}36$ indexation retenue

Fig. 44 : Schéma d'indexation du cliché 13831.

Les calculs et la forme des taches montrent la superposition de deux réseaux :
$0\bar{0}1 - 0\bar{1}0$ comme vecteurs de base, avec 00l et 0k0 allumées quels que soient k et l par réflexion multiple, et $0\bar{0}1 - 1\bar{1}0$ comme vecteurs de base.
C'est le résultat classique de la diffraction sur deux cristaux en position de mâcle autour de (110) - cf. § E, b -.

2. - Cliché 13457 : diffraction électronique donnant un cliché de poudre sur les nanograins d'aragonite constituant le cortex des filaments de *Penicillus dumetosus* (Chlorophycée, Baie de Floride).

Des caractéristiques du cliché (cf. légende photo A, pl. 53) on tire :

d_1 exp $= 3{,}21$ Å $\pm 5\% \rightarrow$ $3{,}05$ Å $< d_1$ exp $< 3{,}37$ Å
possibilité $d_{(021)}$ Aragonite $= 3{,}27$ Å
et non $d_{(111)}$ Halite $= 3{,}26$ Å
(échantillon étant lavé).

d_2 exp $= 2{,}19$ Å $\pm 5\% \rightarrow$ $2{,}08$ Å $< d_2$ exp $< 2{,}30$ Å
possibilité $d_{(211)}$ Aragonite $= 2{,}19$ Å

$r_e = D_2/D_1 = 1{,}47 \pm 4\% \rightarrow 1{,}41 < r_e < 1{,}53$

$r_{th} = d_{(021)}/d_{(221)} = 1{,}49$ indexation retenue

L'hypothèse aragonite apparaît la seule possible.

Source : MNHN, Paris

3. - Cliché 13576 (ph. B, pl. 53) : diffraction électronique sur une des «aiguilles» du test de *Liagora pinnata* (Rhodophycée, Bahamas).

CLICHE	K	OK	L1	OL1	N1	L2	OL2	N2	PHI	OPHI
13576	43.0	2.1	31.0	0.2	4.	56.2	0.2	4.	90.0	1.0

NUMERO D'HYPOTHESE 1* ARAGONITE

D1EXPP	D1EXPG	D2EXPP	D2EXPG
5.244	5.857	2.901	3.221

D1	H	K	L	HH	KK	LL	D2	PHI
5.740	0.	0.	1.	-1.	-2.	0.	3.107	90.00
5.740	0.	0.	1.	-1.	2.	0.	3.107	90.00
5.740	0.	0.	1.	1.	-2.	0.	3.107	90.00
5.740	0.	0.	1.	1.	2.	0.	3.107	90.00

NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HKL = 405*
NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HH KK LL = 405*
NOMBRE DE SOLUTIONS = 4*

Tableau 52 : Caractéristiques du cliché 13576 et calculs d'indexation

Quatre solutions ressortent des calculs à l'ordinateur; il s'agit en fait de la même, au signe près :

001 - 120 *avec* $r_e = I_2/I_1 = 1{,}81 \pm 4\%$ → $1{,}74 < r_e < 1{,}88$
et $r_{th} = d_{(001)}/d_{(120)} = 1{,}85$ indexation retenue

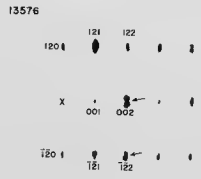


Fig. 45 : Schéma d'indexation du cliché 13576

Source : MNHN, Paris

Les taches 00l existent quel que soit l (y compris pour $l = 2n + 1$) allumées par réflexion multiple; (l'intensité de 001, 003 est d'ailleurs très faible). Les taches sont en général allongées perpendiculairement à la direction d'allongement du cristal. Elles semblent parfois dédoublées (cf. flèches), ce qui n'exclut pas l'existence de deux cristaux accolés par leur face (110) précisément la plus proche de la perpendiculaire au vecteur réciproque $1\bar{1}0$ (cf. § C, b; fig. 50). Ils seraient en position de syntaxie et non de mâcle.

4. - Cliché 13573 (ph. C, pl. 53) : diffraction électronique sur une «aiguille» d'aragonite du test de *Liagora pinnata* (Rhodophycée, Bahamas).

Ce cliché est caractérisé :

- sur **Y**, par des rangées très nettes (distantes entre elles de l_1 ci-dessous);
- sur **X**, par l'existence de nombreuses taches irrégulièrement espacées; on considérera l_2 comme distance entre les plus intenses et l_3 la distance de l'origine à la tache proche de celle notée 130 sur la photo.

$K = 47,4 \pm 2,3$			
$\Phi = 90° \pm 1,5°$			
Hypothèse Aragonite			
$l_1 = 15,6 \pm 0,2$ mm	⟶	$2,85\ \text{Å} < d_1 \text{ exp} < 3,21\ \text{Å}$	possibilité $d_{(002)} = 2,87\ \text{Å}$
$l_2 = 19 \pm 0,2$ mm	⟶	$2,34\ \text{Å} < d_2 \text{ exp} < 2,64\ \text{Å}$	possibilités $d_{(130)} = 2,342\ \text{Å}$
			$d_{(210)} = 2,368\ \text{Å}$
			$d_{(200)} = 2,48\ \text{Å}$
$l_3 = 18 \pm 0,2$ mm	⟶	$2,47\ \text{Å} < d_3 \text{ exp} < 2,79\ \text{Å}$	possibilité

Tableau 53 : Caractéristiques du cliché 13573 et résumé des calculs d'indexation

Soit à tester :				
002 - 130	*avec*	$r_e = l_2/l_1 = 1,22 \pm 4\%$	→	$1,17 < r_e < 1,27$
	et	$r_{th} = d_{(002)}/d_{(130)} = 1,23$		indexation retenue
002 - 210	*avec*	*même* r_e		
	et	$r_{th} = d_{(002)}/d_{(210)} = 1,21$		indexation retenue
002 - 200	*avec*	$r_e = l_3/l_1 = 1,15 \pm 4\%$	→	$1,10 < r_e < 1,20$
	et	$r_{th} = d_{(002)}/d_{(200)} = 1,16$		indexation retenue

Le cliché ressemble à celui d'une diffraction sur cristal tournant, indice de plusieurs cristaux ayant 00l commun. Deux réseaux sont particulièrement nets :

002 - 130 (ou 210)

et 002 - 200

L'indexation 130 (contre 210) est ici la plus probable pour 2 raisons :

1. - la faiblesse de la réflexion multiple : 00l avec $l = 2n + 1$ et h00 avec $h = 2n + 1$ sont faibles ou normalement éteintes; elle n'allume donc pas les taches hk0 avec $h + k = 2n + 1$.

2. - l'existence des taches 200 près de 130 : ce qui est tout à fait conforme à ce qui est attendu dans la position de mâcle de deux cristaux autour de (110) et donnant la superposition des réseaux 00l - 130 et 00l - 200 - cf. § E, b et fig. 52 -.

Source : MNHN, Paris

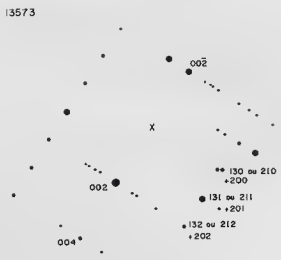


Fig. 46 : Schéma d'indexation du cliché 13573

5. - Cliché 13570 (ph. D, pl. 53) : diffraction électronique sur une «aiguille» d'aragonite du cortex de *Liagora pinnata* (Rhodophycée, Bahamas).

K = 47,4 ± 2,3
Φ = 89° ± 1,5°
Hypothèse Aragonite

l_1 = 8,5 ± 0,2 mm	⟶	5,25 Å < d_1 exp < 5,91 Å possibilité $d_{(001)}$ = 5,74 Å
l_2 = 28,7 ± 0,2 mm/6	⟶	9,28 Å < d_2 exp < 10,46 Å valeurs ne correspondant à aucune distance réticulaire de l'aragonite (ni de la calcite).
l_3 = 28,7 ± 0,2 mm/3	⟶	4,69 Å < d_3 exp 5,29 Å possibilité $d_{(100)}$ = 4-96 Å

Tableau 54 : Caractéristiques du cliché 13570 et calculs d'indexation

Soit à tester :

001 - 100 *avec* $r_e = l_3/l_1 = 1,13 \rightarrow 1,08 < r_e < 1,18$
et $r_{th} = d_{(001)}/d_{(100)} = 1,16$ indexation retenue

Source : MNHN, Paris

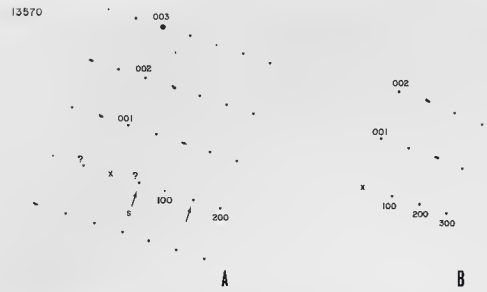


Fig. 47 : Schémas d'indexation du cliché 13570

A : Indexation et mise en évidence de taches supplémentaires (notées s) avec l'hypothèse aragonite de maille $a_0b_0c_0$ (? : taches non visibles dans le halo central déduites de l'observation des autres zones.)
B : Indexation du réseau 001 - 100 avec une hypothèse de maille nouvelle, multiple de celle de l'aragonite : $2a_0b_0c_0$.

C est une solution identique à celle des clichés 6311, 9009, p. 219-221, 225-227.

6. - Cliché 13827 (ph. E, pl. 53) : diffraction électronique sur une «aiguille» d'aragonite du test de *Liagora cenomyce* (Rhodophycée, Hawaï).

CLICHE	K	OK	L1	OL1	M1	L2	OL2	M2	PHI	OPHI
13827(1)	47.4	2.5	25.0	0.3	4.	35.0	0.3	4.	90.0	1.0

NUMERO D'HYPOTHESE 1* ARAGONITE

D1EXPP	D1EXPG	D2EXPP	D2EXPG
7.099	8.081	5.088	5.752

D1	H	K	L	HH	KK	LL	D2	PHI
7.970	0.	-1.	0.	0.	0.	1.	5.740	90.00
7.970	0.	1.	0.	0.	0.	1.	5.740	90.00

NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HKL = 405*
NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HH KK LL= 81.0*
NOMBRE DE SOLUTIONS= 2*

Tableau 55 : Caractéristiques du cliché 13827 et calculs d'indexation

Source : MNHN, Paris

Une première série de calculs (tableau 55) conduit à une solution (au signe près) :

010 - 001	*avec*	$r_e = l_2/l_1 = 1{,}40 \pm 4\%$	→	$1{,}35 < r_e < 1{,}45$
	et	$r_{th} = d_{(010)}/d_{(001)} = 1{,}39$		indexation retenue

Et avec une autre longueur $l_3 = 2l_1$ s'ajoute une autre solution (également au signe près) :

110 - 001	*avec*	$r_e = l_2/l_3 = 0{,}71 \pm 4\%$	→	$0{,}68 < r_e < 0{,}74$
	et	$r_{th} = d_{(110)}/d_{(001)} = 0{,}73$		indexation retenue

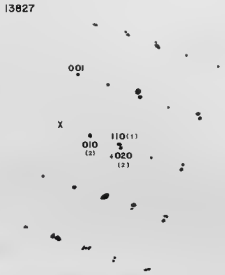


Fig. 48 : Schéma d'indexation du cliché 13827

Le cliché de diffraction confirme l'observation directe (cf. ph. E, pl. 53) : il s'agit d'un assemblage polycristallin en position de mâcle; le réseau obtenu est relativement simple mais les taches sont doublées ou triplées : cf. 110 et 020 sur la figure 48, à rapprocher de la figure 52.

De plus, la réflexion multiple a allumé les taches 0k0 et 00l pour $k = 2n + 1$ et $l = 2n + 1$.

7. - Cliché 13448 (ph. F, pl. 53) : diffraction électronique sur le bord d'une des particules aragonitiques du test de *Liagora farinosa* (Rhodophycée, Bermudes).

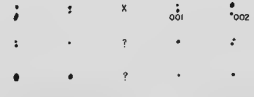


Fig. 49 : Schéma d'indexation du cliché 13448. (? : taches masquées, déduites de l'observation des autres rangées).

Source : MNHN, Paris

CLICHE	K	OK	L1	OL1	N1	L2	DL2	N2	PHI	OPH1
13448(1)	47.9	2.3	34.7	0,3	4.	23.3	0.2	2.	89.0	1.0

NUMERO D'HYPOTHESE 1* ARAGONITE

D1EXPP	D1EXPG	D2EXPP	D2EXPG
5.211	5.837	3.816	4.272

D1	H	K	L	HH	KK	LL	D2	PHI
5.740	0.	0.	1.	-1.	1.	0.	4.211	90.00
5.740	0.	0.	1.	0.	2.	0.	3.985	90.00
5.740	0.	0.	1.	1.	-1.	0.	4.211	90.00
5.740	0.	0.	1.	1.	1.	0.	4.211	90.00

NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HKL = 405*

NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HH KK LL = 860*

NOMBRE DE SOLUTIONS = 4*

Tableau 56 : Caractéristiques du cliché 13448 et calculs d'indexation

Les solutions trouvées par le calcul (tableau 56) se ramènent à 2 seulement, au signe près :

001 - 110 avec $r_e = l_2/l_1 = 11,6/8,7 = 1,34 \pm 4\%$ → $1,29 < r_e < 1,39$
et $r_{th} = d_{(001)}/d_{(100)} = 1,36$ indexation retenue

001 - 020 avec $r_e = l_2/l_1 = 12,2/8,7 = 1,41 \pm 4\%$ → $1,35 < r_e < 1,47$
et $r_{th} = d_{(001)}/d_{(120)} = 1,44$ indexation retenue

Le cliché ne concerne que le bord de la particule aragonitique constituée en fait par un faisceau d'«aiguilles» trop épais au centre pour diffracter. Le réseau est donc relativement simple à quelques taches dédoublées (cf. flèches sur fig. 49) dues à un autre cristal en position de mâcle par rapport au premier.

d) Diffraction électronique sur des particules aragonitiques constituant les cortex des oolithes.

1. - Cliché ph. F, pl. 50 : diffraction électronique sur un nanograin.

Ce cliché typique des nanograins de 0,1 à 0,6 μm montre l'absence de réseau bien ordonné; de nombreuses taches dispersées confirment le caractère polycristallin de ces particules.

2. - Cliché 6308 (ph. G, pl. 55) : diffraction électronique sur une «aiguille».

Soit à tester la solution (cf. tableau 57) :

002 - 120 avec $r_e = l_1/l_2 = 1,06 \pm 4\%$ → $1,02 < r_e < 1,10$
et $r_{th} = d_{(120)}/d_{(001)} = 1,08$ indexation retenue

Source : MNHN, Paris

$K = 35{,}3 \pm 1{,}8$		
$l_1 = 12{,}7 \pm 0{,}2$ mm		
$l_2 = 12{,}0 \pm 0{,}2$ mm		
$\Phi\ l_1 : l_2 = 90° \pm 1°$		
Hypothèse Aragonite		
d_1 exp = 2,79 Å ± 6 %	⟶	2,62 Å < d_1 exp < 2,96 Å : possibilité $d_{(002)}$ = 2,87 Å
d_2 exp = 2,94 Å ± 6 %	⟶	2,76 Å < d_2 exp < 3,11 Å : possibilité $d_{(120)}$ = 3,107 Å

Tableau 57 : Caractéristiques du cliché 6308 et calculs d'indexation

$K = 83 \pm 1{,}7$ (pas de prise en compte de l'astigmatisme : mesure des diamètres sur la même direction).

		Calcite	Aragonite	Vatérite
D_1 = 21,7 ± 0,2 mm ⟶	d_1 = 3,82 Å ± 3 % 3,71 Å < d_1 < 3,93 Å	$d_{(10.2)}$ = 3,86 Å		
D_2 = 24,5 ± 0,2 mm ⟶	d_2 = 3,37 Å ± 3 % 3,27 Å < d_2 < 3,47 Å		$d_{(111)}$ = 3,40 Å	
D_3 = 27,0 ± 0,2 mm ⟶	d_3 = 3,07 Å ± 3 % 2,98 Å < d_3 < 3,16 Å	$d_{(10.4)}$ = 3,04 Å		
D_4 = 30,0 ± 0,2 mm ⟶	d_4 = 2,80 Å ± 3 % 2,72 Å < d_4 < 2,88 Å	$d_{(006)}$ = 2,87 Å	$d_{(002)}$ = 2,84 Å	
D_5 = 32,5 ± 0,2 mm ⟶	d_5 = 2,66 Å ± 3 % 2,58 Å < d_5 < 2,74 Å		$d_{(121)}$ = 2,73 Å $d_{(012)}$ = 2,70 Å	$d_{(112)}$ = 2,73

Tableau 58 : Caractéristiques du cliché 4315 et indexation des raies

Source : MNHN, Paris

L'indexation figure sur la photo G, planche 55.

Le réseau unique témoigne du caractère monocristallin de l'«aiguille» émoussée. Les taches hk0 avec h + k = 2n + 1 sont allumées par réflexion multiple, phénomène banal en diffraction électronique. Les taches 00l avec l = 2n + 1 le sont plus faiblement (masquées ici par l'image superposée du nanocristal).

e) Diffraction électronique sur dépôt *in vitro* en relation avec des Cyanophycées.

Le cliché (4315) obtenu sur ce type de dépôt (cf. chap. I, p. 51 et pl. 9) correspond à un diagramme de poudre dont l'indexation est présentée dans le tableau 58.

A cette échelle est confirmé le mélange d'aragonite et de calcite (vatérite peu probable) analysé par diffraction des rayons X (tableau 27).

C. CARACTÈRES CRISTALLOGRAPHIQUES PRINCIPAUX DES «AIGUILLES» ET DES NANOGRAINS DES DÉPÔTS ARAGONITIQUES

a) Une grande part des «aiguilles» d'aragonite sédimentaire sont monocristallines : mise en évidence directe de leur allongement selon l'axe c.

Les diffractions électroniques confirment que les grains de forme allongée («aiguilles» émoussées ou non) sont bien de l'aragonite. Des réseaux uniques montrent qu'il s'agit de monocristaux pour environ 50% des particules des boues et des pellets et pour la plupart des «batonnets» aragonitiques des oolithes. La proportion de monocristaux est plus faible pour les «aiguilles» d'aragonite constituant partiellement les tests algaires.

Les diagrammes indexés hk0 (ou h00 ou 0k0) - 00l pour les directions de zone ont permis de repérer directement les grands traits morphologiques des «aiguilles» par rapport aux axes cristallographiques. Sur ces clichés ainsi indexés, représentant l'image réciproque mais non déviée, on superpose l'image directe du cristal en tenant compte de l'angle de sa rotation, fonction du grandissement : la direction de l'allongement correspond à la direction de [00l], c'est-à-dire à la direction de l'axe c dans le réseau direct (ph. D, E, pl. 50; ph. C, D, E, F, pl. 51; ph. A, C, E, pl. 52; ph. B, C, E, pl. 53; ph. G, pl. 55). Jusqu'alors, cette assertion admise par tous les auteurs était seulement déduite de ce qui était connu pour les macrocristaux. Ce résultat en constitue la première preuve directe. On verra d'ailleurs le progrès que cela peut apporter quand on le relie aux observations au M.E.B. et à ce qui est connu aux échelles supérieures, en particulier dans l'explication des propriétés optiques établies au microscope polarisant (cf. chap. VII).

b) Existence particulière de la face (110).

Les indexations les plus fréquentes des réseaux réciproques correspondent aux réseaux formés sur les vecteurs de base 00l - 120 et 00l - 130. Cela sous-entend que le cristal repose préférentiellement sur une face la plus proche de la perpendiculaire au vecteur réciproque $1\bar{2}0$ ou $1\bar{3}0$, c'est-à-dire la face ($1\bar{1}0$) comme le montre la figure 50.

La face (110) est en effet connue - dans le cas des macrocristaux - pour être bien développée; selon la théorie des PBC de Hartman (1965) c'est l'indice de chaînes de liaisons solides entre atomes dans cette famille de plans. Le dépôt presque systématique des «aiguilles» sur cette même face dont tout s'accorde à ce qu'elle soit bien développée suggère aussi leur aplatissement sensible.

Viennent ensuite, parmi les indexations simples les plus courantes :

00l - 010 (répétés par mâcle)
00l - 100 (répétés par mâcle)
011 - 100

Les vecteurs $0\bar{1}0$ et $1\bar{0}0$ sont respectivement perpendiculaires aux faces (100) et (010), et comme le montre la figure 51, le vecteur $0\bar{1}1$ est perpendiculaire à ($0\bar{2}1$).

Source : MNHN, Paris

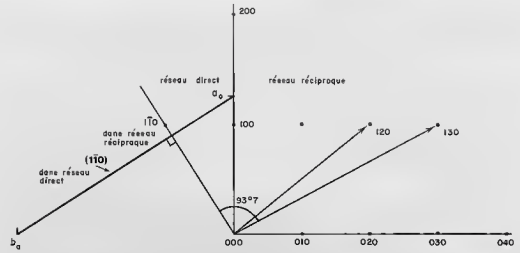


Fig. 50 : Construction de la face approximativement perpendiculaire aux vecteurs $1\vec{2}0$ et $1\vec{3}0$: soit la face (110).

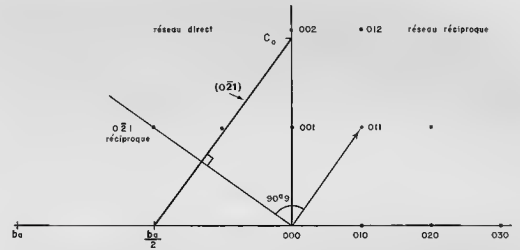


Fig. 51 : Construction de la face la plus proche de la perpendiculaire au vecteur réciproque $0\vec{1}1$: soit (021).

c) Présence fréquente de nanomâcles et de cristaux accolés ayant même direction d'axe optique.

De nombreuses «aiguilles» d'aragonite (50% environ pour celles des boues et des pellets, peut-être moins pour celles constituant les cortex des oolithes) sont des assemblages de 2 à 3 cristaux en position de mâcle autour de (110). La proportion des assemblages polycristallins est plus grande pour les «aiguilles» constituant les tests algaires.

La superposition de 2 réseaux 001 - 200 et 001 - 130 avec dédoublement de taches, en particulier 200 et 130 étant proches (figs. 32, 46), est caractéristique de l'existence de 2 cristaux en position de mâcle autour de (110) - cf. § E, b et fig. 52 -. De même, peuvent se superposer 001 - 110 et 001 - 010, les taches 110 et 020 étant proches (figs. 44, 48 contre cas théorique fig. 52).

Source : MNHN, Paris

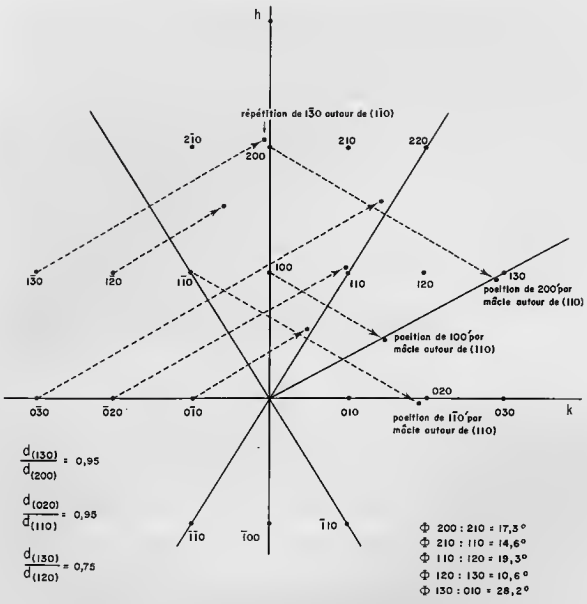


Fig. 52 : Schéma montrant l'augmentation de taches dues à la mâcle selon (110) et la superposition de réseaux dans cette condition

D'autres superpositions de réseaux résultent de l'accollement de cristaux en position de syntaxie, probablement (110) étant commun. Les superpositions sont en particulier :

001 - 110 et 001 - 120

001 - 120 et 001 - 130 (par exemple : fig. 36)

001 - 120 et 001 - 120 (simple dédoublement du réseau : fig. 45).

Une réserve est à formuler quant à l'existence de 2 cristaux en position de syntaxie déduite de la superposition de 001 - 120 et 001 - 130. On sait en effet que l'allongement des nœuds du réseau réciproque permet d'observer le plan correspondant malgré sa rotation de quelques degrés (contrôlable par la mesure de la rotation de la platine du microscope). L'angle $1\vec{2}0 : 1\vec{3}0$ valant 10,8°, il est possible que les nœuds exceptionnellement allongés (dans le

Source : MNHN, Paris

cas de cristaux très fins) de chaque plan recoupent en même temps le plan-film. Cela diminuerait le nombre des cas de groupements polycristallins syntaxiques qui ont été mentionnés.

Des assemblages polycristallins où se trouvent associées des positions de mâcle et des positions de syntaxie (figs. 37, 40, 41, 41 E, 46, 47) ne sont pas rares.

d) Mise en évidence du caractère polycristallin des nanograins.

Si les «aiguilles» des boues, pellets, oolithes, ciments, sont dans leur majorité monocristallines ou constituées par deux cristaux en position de mâcle, les nanograins isométriques de 0,1 à 0,6 μm des oolithes, laminites algo-sédimentaires, tests algaires, coprolithes, micrites en relation avec de la matière organique, sont polycristallins pour 80% à 90% d'entre eux (ph. F, pl. 50). Le nombre des cristaux qui les constituent dépasse généralement 3 ou 4 et les clichés de diffraction qui en résultent ne donnent pas de réseaux simples et indexables (même photo); à l'exception de quelques nanomâcles pseudohexagonales, ces cristaux constituant les nanograins n'ont pas d'orientation mutuelle particulière; un ou deux atteignent 0,1 à 0,3 μm; les autres sont limités à des tailles de 400 à 1 000 Å de nuclei peu développés.

A volume égal de précipité, le nombre de germes dans un dépôt de structure nanogrenue est de 4-5 fois à 20 fois plus grand que dans la structure dite «en aiguille».

D. ANALYSE DE PHASES MINÉRALOGIQUES BANALES NON DÉCELÉES EN DIFFRACTION DES RAYONS X A CAUSE DE LEUR FAIBLE PROPORTION

a) Halite.

La présence de sel dans des sédiments marins, même minime s'ils ont été lavés à l'eau distillée, n'est pas surprenante; en diffraction électronique, on a évidemment obtenu sur certains grains de faciès cubique des réseaux caractéristiques de l'halite mais on les a obtenus aussi sur des cristaux de forme non cubique et semblant appartenir aux systèmes orthorhombiques ou quadratiques illustrés sur les photos B, E, F, pl. 49. Ces déterminations, jointes à l'analyse par spectrométrie de rayons X couplée au M.E.B. des trichites observés sur des oolithes (ph. A, C, D, F, pl. 49), font rejeter les hypothèses aragonite ou calcite suggérées antérieurement pour ces cristaux et grands trichites (Loreau et Purser 1973, p. 308). Enfin, sur des amas de trichites encore plus fins (de 0,5 μm de long sur 500 Å), des clichés analogues à des diagrammes de poudre ont été indexés selon l'hypothèse Halite (ph. B, pl. 51 et tableau 43).

b) Calcite.

Dans le cas du dépôt *in vitro* en relation avec des Cyanophycées (p. 51 et pl. 9), plusieurs diffractions sur des amas de nanograins donnent des diagrammes comparables à des clichés de poudre et l'indexation de raies confirme la présence de calcite (cf. tableau 58) mélangée à l'aragonite.

E. MISE EN ÉVIDENCE DE TACHES SUPPLÉMENTAIRES DANS DES RÉSEAUX INDEXÉS SELON L'HYPOTHÈSE ARAGONITE

a) Cas des taches allumées par réflexion multiple.

Le résultat des calculs sur un certain nombre de clichés d'aragonite a conduit à indexer des taches qui auraient dû normalement être éteintes d'après le facteur de structure. Pour mémoire, les conditions d'existence dans le groupe spatial Pmcn sont en effet les suivantes :

Si hkl : pas de conditions
hk0 : $h + k = 2n$

Source : MNHN, Paris

0kl : pas de conditions
h0l : l = 2n
00l : l = 2n
h00 : h = 2n
0k0 : k = 2n

Mais ces taches peuvent être allumées par effet Renniger; c'est un phénomène courant en diffraction électronique (appelé selon les auteurs : double réflexion, réflexion multiple, double diffraction) et illustré sur les clichés :
ph. C, E, pl. 50; figs. 31, 32
ph. C, pl. 51; fig. 35
ph. A, pl. 52; fig. 39
ph. B, D, E, F, pl. 53; figs. 45, 47, 48, 49.

b) Taches supplémentaires dues à des nanomâcles ou à l'accollement de deux cristaux en position de syntaxie.

L'observation de diffractions sur des nanocristaux d'aragonite en position de mâcle ou de syntaxie montre qu'elles peuvent donner dans certains cas des réseaux dont l'un est presque sous multiple de l'autre (cf. figs. 32, 44, 46, 48). Le propos est d'examiner la configuration qui en résulte afin de distinguer ces taches paraissant supplémentaires par rapport à un réseau unique de celles dues à de véritables surstructures.

La figure 52 représente le réseau réciproque d'un cristal dans le plan hk0, la position de la mâcle (110) et la construction de quelques taches symétriques par rapport à cette mâcle. Certains vecteurs particuliers sont à considérer en regard de leur possibilité d'être vecteurs de base dans les réseaux classiquement obtenus 00l - hk0 :

1.- $1\bar{3}0$ et $1\bar{0}0$ amené par mâcle sur $1\bar{3}0$ (ou le contraire)

Avec $\Phi\ 1\bar{0}0 : 1\bar{3}0 = 61,80$

$\Phi\ 1\bar{0}0 : 1\bar{0}0$ en position de mâcle $= 2\,(1\bar{0}0 : 1\bar{1}0) = 63,80$

$\Rightarrow \quad \Delta\Phi = 2°$,

les plans seront photographiés ensemble : 200 et 130 forment un doublet et $1\bar{0}0 \simeq 1\bar{3}0/2$; $(d_{(130)}/d_{(100)} = 0,472)$

2.- $1\bar{1}0$ et $01\bar{0}$ amené par mâcle sur $1\bar{1}0$ (ou le contraire, et au signe près)

L'angle $\Delta\Phi$ calculé comme précédemment est de l'ordre de 5° et les nœuds allongés seront photographiés en même temps : la tache 020 est très proche de 110 (ou le contraire et il y a des taches multiples autour de 020, au signe près) et $0\bar{1}0 \simeq 1\bar{1}0/2$; $(d_{(110)}/d_{(010)} = 0,528)$.

En ajoutant $1\bar{2}0$ sur $1\bar{3}0$, soit par un troisième cristal en position de syntaxie, soit par photographie simultanée très probable de 2 zones de Laüe due à l'allongement exceptionnel des nœuds, on obtient une tache aux 3/4 de $1\bar{3}0$, $(d_{(130)}/d_{(120)} = 0,753)$; 100 par mâcle peut se situer aux 2/3 environ de $1\bar{2}0$, $(d_{(120)}/d_{(100)} = 0,626)$: cf. fig. 53.

Mais aucune mâcle ne peut provoquer d'autres taches supplémentaires sur $1\bar{2}0$ et aucune sur $1\bar{0}0$ ou sur $00\bar{1}$ (axe de rotation de la mâcle) comme cela a été observé.

c) Taches supplémentaires indépendantes de la réflexion multiple et de l'existence de nanomâcles.

En plus de taches allumées par réflexion multiple, en plus de taches dues à des associations cristallines en position de mâcle ou de syntaxie, existent des taches sur des nœuds qui n'appartiennent pas au réseau de l'aragonite, ni allumés ni éteints.

On a reporté sur un diagramme (fig. 53) le maximum de taches pouvant exister - toutes conditions cumulées de mâcle, syntaxie ou permanence de réseaux de 2 plans successifs proches - : elles sont cependant moins nombreuses que sur certains clichés (figs. 32, 37, 38, 40, 41 A, 47) où existent les rangées 1, 5 (surtout), 7, 11 (faiblement) et 13. Ces taches sont notées s_1, s_5, etc...

Le vecteur de l'origine à la première tache a une longueur qui ne correspond à aucune distance réticulaire de l'aragonite, plus grande que le plus grand des paramètres ($d_{s1} > d_{(010)}$ de 25% !). La confusion entre l'aragonite et la calcite dont certaines taches de réseaux seraient communes (par exemple $200_{Aragonite}$ et $11.0_{Calcite}$)

Source : MNHN, Paris

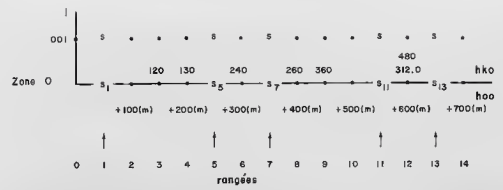


Fig. 53 : Exemple de répartition des taches sur la zone 0 dans le cas de superposition de 3 réseaux :
001 - 130 } en position de mâcle (m)
+001 - 100 }
et 001 - 120 en syntaxie ou dû à l'allongement des nœuds (?) et à condition d'être allumé par réflexion multiple.

n'est pas possible : aucun vecteur $\vec{d}_{s1}$ ne pouvant exister dans le réseau de la calcite. La réflexion multiple a été à nouveau examinée, non plus dans une zone de Laüe mais dans l'ensemble des réseaux réciproques de plusieurs cristaux et particulièrement les vecteurs $\vec{121 - 131}$ et $\vec{122 - 102}$ susceptibles de générer la tache s_1 (puis les autres taches supplémentaires). $\vec{121 - 131}$ génère $\vec{000 - 010}$ qui n'apparaît pas dans le plan-film puisque Φ [010] : [120] = 40° (fig. 52). De même $\vec{122 - 102}$ génère $\vec{120 - 100}$ lui même générant une tache impossible à trouver dans le plan-film. Aucun vecteur ne peut amener une tache à $\vec{d}_{s1}$. Le nouveau réseau apparaît rigoureusement sous-multiple du réseau réciproque de l'aragonite ($d_{s1} = d_{(100)}/2$ à moins de 2% près) et il faut envisager pour le composé une maille directe multiple de celle de l'aragonite.

Seules les surstructures sur h00 peuvent expliquer les taches sur les rangées 1, 5, 7, 11 et 13. Associées à des réseaux superposés dus à des cristaux mâclés ou syntaxiques, elles donnent les clichés relativement complexes qui ont été observés.

L'indexation des taches de surstructures a permis de déceler au moins 3 cas de mailles multiples de celle de l'aragonite $a_0 b_0 c_0$:

— la mieux établie : $2a_0 b_0 c_0$, d'après l'indexation la plus fréquente des clichés, illustrée ici figs. 32 B, 38 B, 47 B;

— très probable : $a_0 b_0 2c_0$ illustrée fig. 35 C;

— à confirmer : $2a_0 2b_0 2c_0$ illustrée fig. 35 B.

III. - DISCUSSION

A. SURSTRUCTURES DUES A UNE SUBSTITUTION ORDONNÉE, CELLE DU STRONTIUM ÉTANT LA PLUS PROBABLE

La modification de la taille de la maille d'un corps cristallin ou (et) le changement de symétrie sont classiquement interprétés comme le résultat d'une substitution.

Dans le cas de l'aragonite ce peut être une substitution au Ca^{++} par divers cations ou au CO_3^{--} par l'anion Fluor, un CO_3^{--} étant remplacé dans la structure par deux ions F^- (Ichikuni, 1979); mais cette substitution bien établie en conditions hydrothermales n'est guère répandue dans le milieu marin à côté de celle couramment admise du Sr^{++} au Ca^{++}. Les résultats précédents (chapitre V) confirment que le strontium est le deuxième cation

Source : MNHN, Paris

après le calcium et montrent que dans l'aragonite sédimentaire analysée globalement il est 4 à 5 fois plus abondant que le magnésium. A l'échelle ponctuelle, l'analyse par microsonde montre qu'il n'existe pas de concentration particulière de Mg^{++} dans l'aragonite (ph. D, pl. 54); dans les limites de seuil et de pouvoir séparateur de l'appareil, le magnésium dosable n'est repéré que dans les calcites magnésiennes (ph. E, pl. 54). L'hypothèse la plus probable est d'envisager la substitution du Sr^{++} au Ca^{++} comme cause de surstructure.

L'intérêt de la présente étude est de montrer que cette substitution est ordonnée et qu'un produit de type «solution solide» n'est plus concevable. Si la substitution se faisait au hasard (sans ordre), le cliché présenterait non pas des taches nettes (intersection du plan-film avec les droites réciproques des plans contenant la nouvelle structure atomique) mais des lignes plus ou moins floues comme l'illustre la ph. F, pl. 52. Le (ou les) nouveau(x) composé(s) est (ou sont) nettement défini(s) et de formule stoechiométrique différente de celle établie globalement (chapitre V, p. 196); grâce au recoupement de plusieurs dépouillements (22 clichés à surstructures), leurs mailles décrites par rapport à celle de l'aragonite $a_0 b_0 c_0$ sont les suivantes :

$2a_0 b_0 c_0$ (dont le groupe de symétrie est à discuter)
$a_0 b_0 2c_0$ (*id.*)
$2a_0 2b_0 2c_0$ (*id.*)

B. COMPOSITION ET STRUCTURE DES VARIÉTÉS STRONTIQUES D'ARAGONITE

La structure de l'aragonite (fig. 54 A, B) sert de point de départ pour rendre compte de la structure de ses variétés strontiques. En se préoccupant des seuls atomes de Ca et Sr, la démarche est la suivante .

Envisager un groupe de symétrie d'après les extinctions ou d'un point de vue théorique (à partir de Pmcn) :

- positionner un atome de strontium
- et examiner ce qu'imposent les éléments de symétrie comme autres sites d'atomes, l'ensemble devant bien constituer la maille nouvellement déduite des indexations.

a) Aragonite strontique de maille multiple de celle de l'aragonite : $2a_0 b_0 c_0$ ($Z = 8$, $^{m}Sr/^{m}Ca = 1, 1/3, 1/7$).

Compte non tenu de la réflexion multiple toujours possible, l'absence d'extinction suppose la suppression d'éléments de symétrie de translation (miroir translatoire type a, b, c, n et axe binaire hélicoïdal). Envisager Pmmm est impossible avec 8 atomes car 1 seul site entraîne les 7 autres équivalents. Après divers essais (fig. 55), les solutions possibles sont respectivement 1, 2, 4 atomes de Sr dans cette maille double de celle de l'aragonite

soit $^{m}Sr/^{m}Ca = 1/7$ et la formule est $Ca_{0,875}Sr_{0,125}CO_3$ - groupe Pm2m (fig. 55 A)
$^{m}Sr/^{m}Ca = 1/3$ dans $Ca_3Sr(CO_3)_4$ - groupe $P2_1/m$ (fig. 55 C)
$^{m}Sr/^{m}Ca = 1$ dans $CaSr(CO_3)_2$ groupe $P2_1/m$ (fig. 55 B, D)

b) Maille $a_0 b_0 2c_0$ et $2a_0 2b_0 2c_0$.

Soit une maille double de celle de l'aragonite dans la première hypothèse et 8 fois plus grande dans la seconde, c'est-à-dire que ces variétés contiennent respectivement 8 et 32 atomes par maille.

L'absence d'extinctions, comme dans le cas précédent, peut être liée à un groupe de symétrie à déterminer ou causée par la réflexion multiple masquant les extinctions prévues dans le groupe Pmcn conservé. Toute hypothèse de symétrie est alors envisageable, élevant le nombre de structures possibles; ce serait l'objet d'une discussion technique à développer ailleurs. Ici, il convient surtout de noter les rapports $^{m}Sr/^{m}Ca$ (ou les formules stoechiométriques des composés en question) auxquels conduit la conception de ces nouvelles mailles : respectivement 1 atome de Sr pour 7 Ca (ce qui revient à un cas précédent) et 1 Sr pour 31 Ca (ou 2 pour 30) sur les mêmes sites suffisent à expliquer la nouvelle périodicité.

c) Aragonite strontique de maille $a_0 b_0 c_0$ et de rapport $^{m}Sr/^{m}Ca = 1$ ou $1/3$.

Une autre hypothèse est à formuler : puisqu'il existe des variétés strontiques d'aragonite dont la maille et les

Source : MNHN, Paris

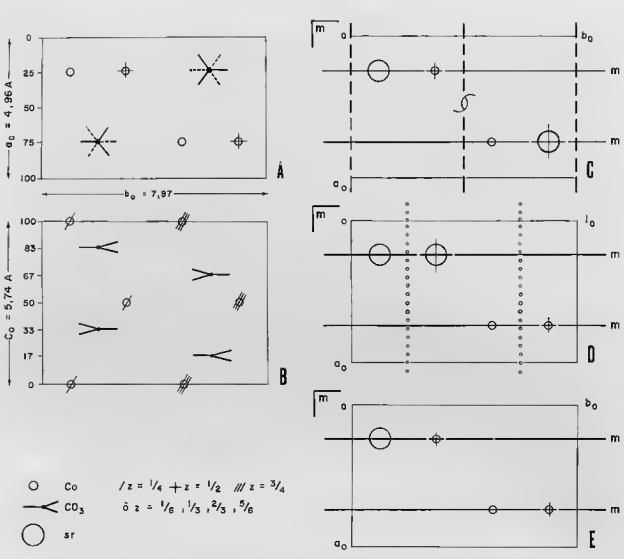


Fig. 54 : Structure de variétés strontiques d'aragonite construite sur la maille initiale de l'aragonite $a_0b_0c_0$ (nombre d'atomes par maille : Z = 4)

A-B : Structure de l'aragonite, $CaCO_3$ (d'après Bragg, 1924; paramètres réafinés de De Villiers, 1971 et Dal Negro et Ungaretto, 1971) groupe Pmcn.

A. - Projection sur (001)

B. - Projection sur (100)

C-D : Position des atomes de Sr et Ca dans une nouvelle variété strontique $CaSr(CO_3)_2$. Projection sur (001)

C. - 1ère position possible des atomes - groupe Pmam

D. - autre position possible des atomes - groupe Pmcm

E : Position des atomes de Sr et Ca dans une nouvelle variété strontique $Ca_3Sr(CO_3)_4$. Projection sur (001) - groupe Pm2m.

éléments de symétrie ont changé par rapport à la maille et au groupe de symétrie de l'aragonite, il n'est donc pas impossible que la réflexion multiple masque des changements de symétrie dans la maille $a_0b_0c_0$, permettant aux taches d'être allumées normalement.

Trois cas sont à envisager :

1. - Le miroir translatoire diagonal 1/2 (a + b) ⊥ c est devenu un miroir vrai : le groupe devient Pmcm; cela entraîne la structure schématisée sur la fig. 54 D avec un rapport $^{m}Sr/^{m}Ca = 1$ et une formule $CaSr(CO_3)_2$.

Source : MNHN, Paris

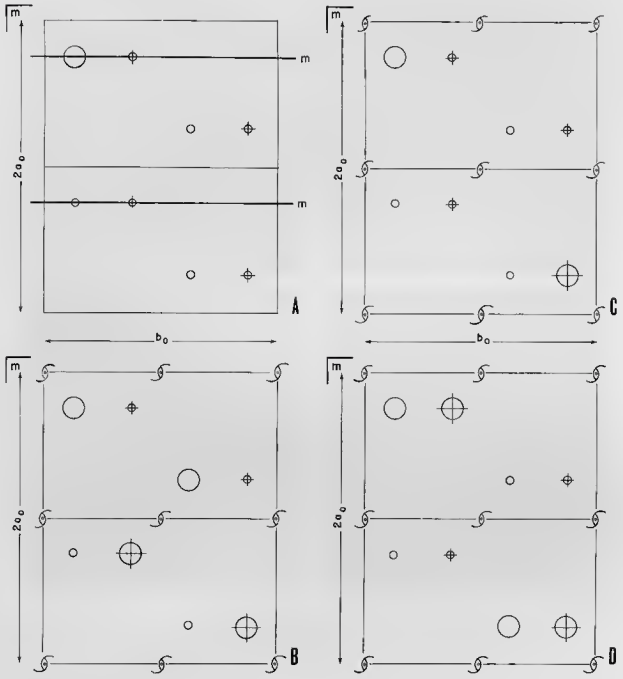


Fig. 55 : Structure de variétés strontiques d'aragonite construite sur une maille multiple de l'aragonite $2a_0b_0c_0$ (nombre d'atomes par maille : Z = 8)

Position des atomes de Sr et Ca projetée sur (001)

A. - dans une nouvelle variété strontique $Ca_7Sr(CO_3)_8$ - groupe Pm2m

B-D. - dans une nouvelle variété $CaSr(CO_3)_2$ - groupe $P2_1/m$ (monoclinique mais $\beta = 90°$)

C. - dans une nouvelle variété $Ca_3Sr(CO_3)_2$ - même groupe.

Source : MNHN, Paris

2. - La translation 1/2c du miroir ⊥ b peut être 1/2a et le groupe devient Pmam; on est conduit à une structure à 2 atomes de Sr et 2 atomes de Ca par maille, localisés comme sur la fig. 54 C : $^{m}Sr/^{m}Ca = 1$; la formule reste la même.

3. - Le groupe de symétrie est réduit à Pm2m et ne suppose qu'un seul atome de Sr par maille (fig. 54 E) : $^{m}Sr/^{m}Ca = 1/3$; la formule devient $Ca_3Sr(CO_3)_4$.

Au total les rapports $^{m}Sr/^{m}Ca$ à considérer sont alors 1, 1/3, 1/7, 1/15, 1/31. L'augmentation probable des paramètres de référence n'est pas mesurable par microdiffraction électronique puisqu'elle reste du domaine de l'erreur mais la confusion avec la strontianite est impossible puisque la maille est multiple ou que la symétrie (à partir du même groupe Pmcn) est abaissée.

La question se pose si $^{m}Sr/^{m}Ca = 1/31$ suffirait à provoquer des taches de surstructures. Pour comparaison, la variété d'aragonite la plus strontique connue à l'échelle de macrocristaux (Otago, Nouvelle Zélande) présente un rapport $^{m}Sr/^{m}Ca$ de l'ordre de 1/25 (Hutton, 1936). Il existe par ailleurs des données très proches de $4{,}69.10^{-2}$ du Sr0 dues à Luca (1858, in Dana 1951 p. 193) pour une aragonite strontique (de Gerfalco, Toscane) qu'il proposait d'appeler *mossotite*. Les paramètres cristallins n'ont jamais été précisés. L'une des variétés les moins strontiques trouvées ici, au vu d'un seul rapport $^{m}Sr/^{m}Ca$ peut être rapprochée de la mossotite mais **le plus important à souligner est que de telles teneurs sont tout à fait différentes de celles dosées globalement par absorption atomique et rapportées à l'aragonite sédimentaire.** Cette contradiction va être maintenant examinée.

C. RAPPORT ENTRE LES TENEURS EN STRONTIUM DES VARIÉTÉS STRONTIQUES NOUVELLEMENT ÉTABLIES ET LES TENEURS GLOBALES DE L'ARAGONITE SÉDIMENTAIRE

a) Les variétés strontiques d'aragonite sont limitées à des nanodomaines intracristallins.

Les rapports $^{m}Sr/^{m}Ca$ calculés ici d'après des diffractions à l'échelle du μg ou inférieure au μg sont au moins 3 fois plus grands et au plus 100 fois plus grands que le rapport ressortant de l'analyse à l'échelle du gramme par absorption atomique. En volume, il y a donc 100 fois moins à 3 fois moins d'aragonite strontique que d'aragonite pure, afin de retrouver le rapport global $^{m}Sr/^{m}Ca \simeq 10^{-2}$ de l'aragonite sédimentaire et algaire.

Ou bien les proportions de grains constituant le dépôt sont telles qu'1 sur 100 (à 1 sur 3) est strontique et les autres grains sont de l'aragonite pure, ou bien il s'agit de grains hétérogènes dont un domaine a la composition déterminée ici et le reste est probablement pur. Ce domaine serait donc 1/100 à 1/3 du volume des aiguilles analysées, c'est-à-dire de dimensions linéaires de quelques centaines d'Å (500 à 2 000 Å).

Des observations et des arguments théoriques conduisent à conclure à la coexistence de ces 2 éventualités :

PLANCHE 54

Analyse des oolithes à la microsonde

A : Oolithe provenant de Sila (Côte d'Abu Dhabi, Golfe Persique) observée à la microsonde. Image électronique, x 300.

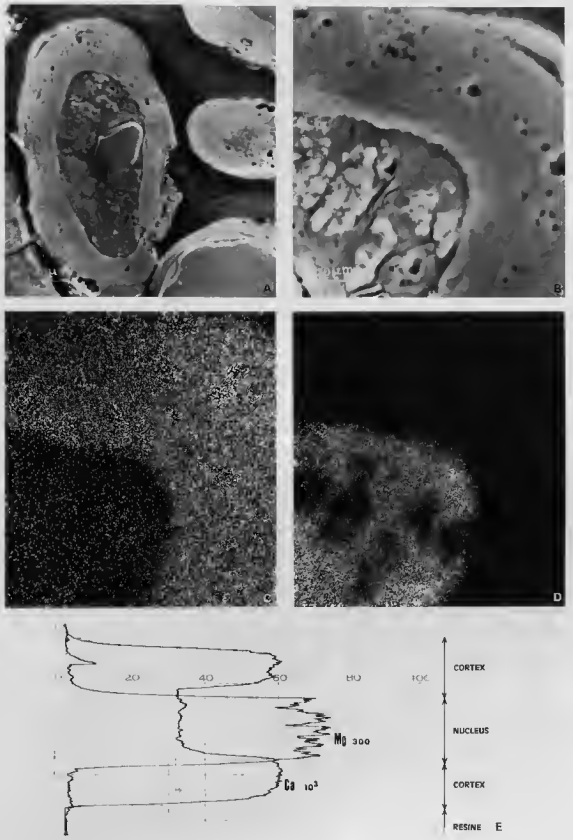
B : Zone analysée de l'oolithe précédente, comportant une partie du cortex et une partie du nucleus. Image électronique, x 800.

C : Répartition du strontium lié à la présence de l'aragonite dans le cortex et sans zonation : l'aragonite a donc probablement une teneur moyenne constante en strontium quelle que soit la structure de la couche (aiguilles ou nanograins) - dans les limites du rendement pic/bruit de fond de la microsonde - Image Sr, x 800.

D : Répartition du magnésium dans l'oolithe exclusivement hors du cortex aragonitique (dans la limite du seuil de détection de la microsonde). Image Mg, x 800.

E : Enregistrement de la répartition du magnésium et du calcium dans une oolithe d'un delta à l'Est d'Abu Dhabi (Golfe Persique) ; substitution du magnésium au calcium dans la calcite magnésienne d'un foraminifère constituant le nucleus.

Source : MNHN, Paris



BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

1. - Tous les clichés de diffraction ne présentent pas de surstructures (par exemple ph. C, pl. 50, fig. 31 contre ph. E, pl. 50, fig. 32).

2. - On peut observer un réseau à surstructure et un réseau sans surstructure pour un même monocristal, entre 2 déplacements de celui-ci. Le contrôle de la zone diffractée est difficile à cause de la conception du diaphragme de champ et l'on peut seulement supposer que le domaine analysé est différent : l'«aiguille» concernée apparaît hétérogène.

3. - L'observation de réseaux superposés dus à une mâcle dont l'un présente des surstructures et l'autre pas (par exemple ph. B, pl. 52, fig. 40) montre que des cristaux ou des domaines cristallins de la même «aiguille» n'ont pas la même composition.

4. - D'autre part, les chimistes ont établi les constantes d'équilibre du carbonate de calcium et du carbonate de strontium telles que :

$$K_{SrCO_3} = 10^{-9,3} < K_{CaCO_3} = 10^{-8,3}$$

Malgré l'erreur qui rend fragile l'utilisation de ces constantes, leurs valeurs relatives indiquent que le produit de solubilité d'une variété strontique doit être atteint avant le produit de solubilité de l'aragonite pure : il est logique que la variété strontique précipite en premier, que le nucleus (et les premiers stades de croissance ?) soi(en)t strontique(s). La réserve de strontium ainsi piégée, tout dépend du nombre de nucléations et de la vitesse de croissance par rapport à la vitesse de diffusion des ions pour permettre la genèse d'autres domaines strontiques. Si la vitesse de croissance est rapide, après une telle extraction de Sr^{++}, cela expliquerait que le reste du cristal ou d'autres cristaux soient de l'aragonite pure. L'une des causes des mâcles ne serait-elle pas précisément le changement de composition ?

L'hypothèse la plus probable est d'admettre des cristaux d'aragonite à domaines strontiques, ordonnés et limités (de quelques centaines d'Å), analogues (analogues seulement) aux exsolutions de minéraux éruptifs, et des cristaux probablement d'aragonite pure. Leur répartition est homogène, en ce sens que des concentrations particulières ne sont pas décelées à la microsonde (ph. C, pl. 54).

Une telle proposition est en accord avec les expériences de dissolution d'aragonite de Schroeder (1969) montrant que le strontium apparaît en dernier dans la séquence de dissolution Mg - Ca - Sr.

b) Les variations du coefficient de partage K^{A}_{Sr} pour l'aragonite à la température voisine de 30°.

Cette hypothèse de domaines strontiques discontinus à l'intérieur des cristaux est différente des prémisses de la théorie de la coprécipitation. Deux répartitions des éléments traces sont en effet classiquement supposées (Mac Intire, 1963) : soit une répartition homogène, soit un gradient (ici de Sr) allant du nucleus vers l'extérieur du cristal au fur et à mesure que s'appauvrit la solution. La zonation ou degré d'hétérogénéité est fonction de la valeur du coefficient de partage et du rapport initial $^{m}Sr^{++}/^{m}Ca^{++}$ de la solution et l'équation d'intégration qui décrit le mieux cette distribution, ce «partage» entre les ions de la solution et ceux du cristal, est la loi de Doerner-Hoskins sous sa forme dite logarithmique. Mais si une autre distribution est à envisager comme le laissent penser les surstructures de l'aragonite sédimentaire et algaire, les conditions et les équations ne seraient pas tout à fait conformes au modèle, ce qui expliquerait peut-être la dispersion des valeurs du coefficient de partage du strontium dans l'aragonite calculé avec l'équation de Doerner-Hoskins par Kinsman et Holland (1969) dans leurs expériences de coprécipitation à la température de 30°.

Cette température voisine de 30°, celle justement des milieux marins étudiés, apparaît particulière à plus d'un titre : elle coïncide avec la zone de température d'apparition significative de l'aragonite dans les expériences de précipitation des carbonates de calcium purs (Kitano et al., 1962) : avant précipitent dans l'ordre la vatérite et la calcite (Girou, 1970). En définitive, la loi de variation du coefficient de partage K^{A}_{Sr} comme fonction linéaire de la température ne serait peut-être qu'approximative vers 30°.

Source : MNHN, Paris

CONCLUSION

1. - L'étude par M.E.T. et par diffraction électronique de l'aragonite sédimentaire et algaire permet de préciser le faciès cristallin, l'orientation de la morphologie par rapport aux axes cristallographiques, l'existence de faces particulièrement bien développées, l'existence ou non de nanomâcles, de positions syntaxiques; elle apporte des informations inattendues sur la structure atomique et l'existence de domaines strontiques ordonnés et limités.

2. - Les «aiguilles» d'aragonite de la taille du μm ont les propriétés suivantes :

- elles sont allongées selon l'axe c (par mise en évidence directement et non par déduction de ce qui était connu pour les macrocristaux);
- malgré le caractère émoussé des sommets et de la plupart des arêtes, la face (110) semble développée préférentiellement et certains de ces «batonnets» ont une morphologie relativement aplatie;
- elles sont souvent polycristallines, constituées par 2 ou 3 cristaux en position de mâcle ou parfois de syntaxie : la mâcle selon (110) est fréquente, environ 50% des «aiguilles» des boues et des pellets, un peu moins pour celles des oolithes, nettement plus chez les Algues.

3. - Les nanograins de 0,1-0,3 μm apparaissent plus largement polycristallins, constitués généralement par plus de 4 ou 5 cristaux sans orientation préférentielle entre eux, à part quelques nanomâcles pseudohexagonales; à volume égal d'aragonite, la densité de germination dans la structure nanogrenue apparaît 20 fois plus grande que dans les dépôts constitués par des «aiguilles».

4. - L'indexation des réseaux réciproques obtenus par diffraction électronique sur les «aiguilles» d'aragonite met en évidence des taches supplémentaires indépendantes de la réflexion multiple ou de réseaux multiples appartenant à des cristaux en position de mâcle ou de syntaxie. Ces taches de surstructures sont interprétées comme le résultat d'une substitution ordonnée, celle du strontium étant la plus probable. Cela conduit à abandonner la notion de solution solide avec substitution au hasard et à considérer des variétés nouvelles d'aragonite strontique de maille bien définie et de composition stoechiométrique différente de celle établie à l'échelle d'un grand nombre de cristaux.

5. - Les réseaux réciproques considérés apparaissent sous-multiples de celui de l'aragonite, c'est-à-dire que les nouvelles mailles dans l'espace direct sont multiples de celle de l'aragonite $a_0 b_0 c_0$, à savoir : $2a_0 b_0 c_0$, $a_0 b_0 2c_0$, $2a_0 2b_0 2c_0$. Un composé de maille $a_0 b_0 c_0$ mais dont le groupe de symétrie est différent de Pmcn n'est pas exclu. Les rapports $^{m}Sr/^{m}Ca$ seraient compris entre 1 et 1/31.

6. - La confrontation des rapports $^{m}Sr/^{m}Ca$ de l'aragonite déterminés à partir de l'analyse globale par absorption atomique (valant approximativement 1/100) et des rapports $^{m}Sr/^{m}Ca$ 3 à 100 fois plus grands, calculés pour ces variétés strontiques conduit à admettre l'existence de domaines strontiques de quelques centaines d'Å constituant le nucleus d'une grande part des microcristaux, le reste étant probablement de l'aragonite pure.

7. - L'incorporation du strontium coprécipitant dans l'aragonite à partir d'une solution homogène vers 30° (température des milieux marins étudiés) n'est donc pas homogène. Elle ne répond pas non plus à un gradient de composition allant du nucleus vers l'extérieur, prévu dans la théorie de la coprécipitation; comme une telle distribution était l'hypothèse de Kinsman et Holland (1969) utilisant par conséquent l'équation de Doerner-Hoskins qui la décrit pour calculer le coefficient de partage K_{Sr}^{A} de leur aragonite expérimentale, cela pourrait expliquer la dispersion anormale des valeurs de ce coefficient de partage aux alentours de 30°.

Source : MNHN, Paris

TROISIEME PARTIE :

RELATION ENTRE LES OBSERVATIONS ET ANALYSES A DIVERSES ECHELLES ET ESSAI DE SYNTHESE SUR LA GENESE ET LA GEOLOGIE DES SEDIMENTS ARAGONITIQUES

L'interprétation des données qui viennent d'être acquises ou vérifiées sur les sédiments et dépôts aragonitiques sera tentée dans quatre directions :

- à titre d'exemple illustrant les relations entre des observations et analyses à diverses échelles, essayer d'expliquer la biréfringence anormalement faible des oolithes.

- choisir l'hypothèse la plus probable de l'origine des particules élémentaires des sédiments du Golfe Persique et, par comparaison, celle des sédiments rigoureusement équivalents des marges et plates-formes actuelles puis préciser les modalités de la cristallogenèse de l'aragonite sédimentaire.

- proposer une théorie de la genèse de quelques dépôts, les oolithes en particulier.

- examiner la question de la minéralogie originelle des mêmes calcaires dans les séries anciennes et présenter les premiers rudiments d'une évolution minéralogique des calcaires de précipitation directe, témoin d'une évolution de la composition chimique du milieu marin.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE VII

UN EXEMPLE DE RELATION ENTRE OBSERVATIONS À DIVERSES ÉCHELLES APPLIQUÉE À L'INTERPRÉTATION DE LA BIRÉFRINGENCE ANORMALEMENT FAIBLE DES OOLITHES

INTRODUCTION

Parmi les propriétés optiques des oolithes marines (cf. p. 63-64 et ph. A, B, pl. 55) la biréfringence anormalement faible de leur cortex (de 0,030 au lieu de 0,155 pour l'aragonite standard) a intrigué bien des auteurs. D'après G. Lucas (1955) elle est «probablement due, comme le pense Illing, au caractère discontinu, à l'échelle ultramicroscopique, de cette enveloppe dont les aiguilles englobent probablement de l'eau interstitielle». En réalité, Illing (1954) ayant mesuré directement les indices est plus précis dans son hypothèse - faisant appel à l'orientation imparfaite des cristaux et à la porosité du cortex - mais ne la démontre pas; on en trouve le commentaire dans Bathurst (1971, p. 78-79). England (*in* Jones, 1973) suggère vaguement une indicatrice qui deviendrait bi-axiale à cause de la désorientation des cristaux et pense que les effets observés sont compliqués du fait que le «plan» contenant les axes c est cintré dans la surface grossièrement sphérique de l'oolithe - «with the added complication that the «plane» containing the c axis is bent into the roughly spherical surface of the oolithe» -. L'absence d'interprétation satisfaisante a motivé la recherche d'une nouvelle proposition (Loreau, 1972) dont il est question ici.

L'hypothèse d'un autre minéral que l'aragonite - comme la ktypéite supposée par Lacroix (1898) - étant réfutée depuis longtemps, la modification de la biréfringence ne peut être que le reflet de la structure du cortex se comportant sur une centaine de μm comme un monocristal mosaïque. Or, ce sont les propriétés optiques qui permettaient jusqu'alors de déduire la structure de l'oolithe. Tenter de les expliquer par cette structure devenait donc une hypothèse fondée elle-même sur une première hypothèse. Ici c'est la connaissance nouvelle à l'échelle du micron qui sert de point de départ pour essayer d'expliquer les anomalies bien connues de la biréfringence; plus précisément la démarche consiste à établir des relations entre les nanostructures observées au M.E.B., les caractères cristallographiques de l'aragonite sédimentaire tirés des diffractions électroniques et les propriétés optiques au microscope polarisant.

I. - RAPPELS DES FAITS A CONSIDÉRER

Avec une très grande probabilité, on a établi que les zones constituées de nanograins (ph. F, pl. 55) ou d'«aiguilles» non orientées correspondent aux couches cryptocristallines vues en lame mince tandis que les zones

Source : MNHN, Paris

alternantes (même ph.) constituées de nanocristaux allongés orientés tangentiellement correspondent aux couches claires (montrant une orientation optique en lumière polarisée analysée). Il faut insister sur le fait que l'orientation des cristallites est statistiquement tangentielle par rapport à la surface des feuillets (ph. D, E, pl. 55). En moyenne 80 à 90% des particules ont une orientation comprise entre +30 et −30 degrés par rapport à la tangente. De plus elles peuvent occuper toutes les positions normales au rayon de l'oolithe (ph. D, E, pl. 55). Les diffractions électroniques confirment leur nature aragonitique et montrent que l'axe c correspond bien à leur allongement (ph. G, pl. 55). Cet axe c est donc contenu dans le plan statistiquement tangent à la couche corticale et d'orientation quelconque dans ce plan.

Revenant à l'échelle de la plaque mince, on peut replacer toutes ces orientations statistiques comme étant celles de chaque ellipsoïde des indices par rapport au rayon lumineux et pour un grand nombre de cristaux étant donnée l'épaisseur de 30 μm. L'intégration de chaque retard de la lumière après traversée des cristaux n'est plus qu'une question de calculs tenant compte :

- du rapport de vide et de matière le long du trajet lumineux,
- de la divergence relative de l'axe c des cristaux par rapport à la direction de la tangente aux couches corticales,
- de l'orientation au hasard de ces axes c dans le plan statistiquement tangent aux couches et perpendiculaire à la lame mince.

Si la biréfringence totale ainsi calculée est comparable aux valeurs mesurées directement au microscope polarisant d'après la teinte de biréfringence et l'épaisseur de la lame, ce sera, en retour, confirmation des prémisses valant démonstration.

II. - CALCUL DE LA BIRÉFRINGENCE DANS LE MODÈLE PROPOSÉ

A. CALCUL DE L'ÉPAISSEUR DE VIDE TRAVERSÉE PAR LES RAYONS LUMINEUX DANS UNE LAME MINCE D'OOLITHE

Les photographies au microscope électronique à balayage montrent parfaitement la faible cohérence des particules aragonitiques, le feutrage plus ou moins tassé (ph. D, E, pl. 55). La densité des oolithes mesurée ici

PLANCHE 55

Relation entre ultrastructure et structure au microscope polarisant des oolithes marines

A : Coupe des oolithes d'un delta oolithique de la Trucial Coast (Golfe Persique) montrant le cortex constitué par des couches concentriques plus ou moins transparentes alternant avec des couches cryptocristallines. Lame mince, lumière polarisée non analysée, x 50.

B : Coupe d'une oolithe de même provenance montrant l'orientation statistique des cristaux vonstituant les couches claires et provoquant la croix noire en lumière polarisée analysée, x 100.

C : Oolithe de même provenance. M.E.B., x 80.

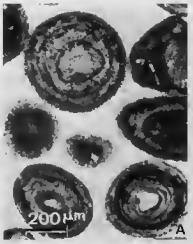
D : Surface de l'oolithe précédente montrant une nanostructure serrée de cristaux anhédraux, allongés, de 1 μm sur 0,2 μm en moyenne, d'orientation statistiquement tangentielle à le surface du cortex. M.E.B., x 17 000.

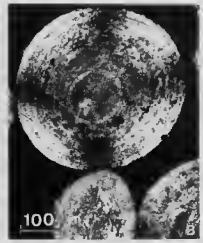
E : Autre surface d'oolithe de même provenance montrant une nanostructure comparable mais moins tassée. M.E.B., x 16 000.

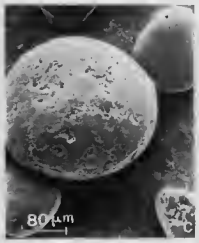
F : Coupe près de la surface d'une autre oolithe (même provenance) montrant l'alternance de nanograins et de cristaux anhédraux allongés, d'orientation statistiquement tangentielle. M.E.B., x 17 500.

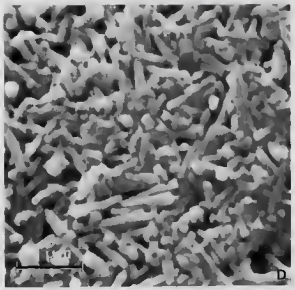
G : Superposition d'une micrographie d'un cristal d'aragonite d'un cortex d'oolithe (microscope électronique à transmission. x 32 000) et de son cliché de diffraction électronique, orientés l'un par rapport à l'autre. Le bâtonnet allongé est monocristallin et l'indexation du réseau réciproque confirme la nature aragonitique grain par grain et l'allongement selon l'axe c. (cf. chap. VI, p. 235-237).

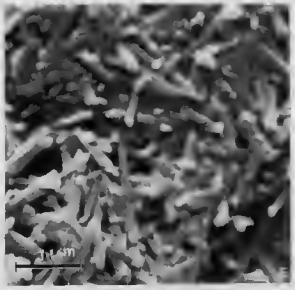
Source : MNHN, Paris











BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

n'est en effet que de 2,60 à 2,64 (2,62 ± 0,02), tout à fait comparable à celle donnée par Lacroix (1898) : 2,58 à 2,70 pour des pisolithes de sources thermales et par Illing (1954) pour des oolithes des Bahamas.

Dans des oolithes à 90% d'aragonite, où le cortex représente les 2/3 à 4/5 du rayon (c'est-à-dire environ 50 fois le volume du nucleus), la densité des nuclei non aragonitiques est plus faible que celle de l'aragonite (quartz : 2,64, dolomite : 2,86, calcite bioclastique : 2,71) mais joue un rôle négligeable dans la diminution de la densité mesurée par rapport à celle de l'aragonite. Cela signifie que le volume d'aragonite est égal à peu près à 2,62/2,94 du volume total du cortex (soit 89%). Il existe donc un volume de vide de 11% supposé homogène dans un premier temps et qui correspond alors dans la lame mince à 11% de l'épaisseur E traversée par les rayons lumineux dans l'air ou la résine, c'est-à-dire une substance isotrope.

Si $E = E_{Ar} + E_v = 30\ \mu m$ $\quad E_{Ar} = 26{,}7\ \mu m$ (E_{Ar} = épaisseur d'aragonite)
$\quad E_v = 3{,}3\ \mu m$ (E_v = épaisseur de vide)

B. CALCUL DE LA BIRÉFRINGENCE APPARENTE MAXIMUM POUR LES NANOCRISTAUX DANS LE PLAN DE LA LAME MINCE (AXE OPTIQUE PERPENDICULAIRE AU RAYON INCIDENT)

Les observations au microscope électronique à balayage associées aux résultats de diffraction électronique montrent que l'orientation tangentielle des axes c n'est que statistique et qu'elle peut s'écarter par rapport à la tangente de 30 degrés (si on veut tenir compte de 80 à 90% des cristaux). Ng et Nm étant très proches, pour simplifier les calculs on estimera l'aragonite uniaxe. Si on considère la nouvelle indicatrice (fig. 56), résultat statistique des positions de chaque ellipsoïde des indices, il est évident que ng reste constant mais que np augmente jusqu'à une valeur np', intersection des 2 ellipsoïdes extrêmes.

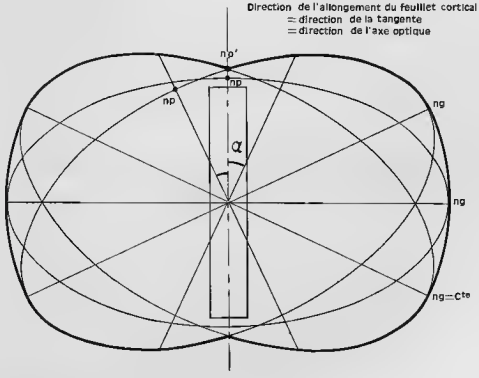


Fig. 56 : Schéma de la position des ellipsoïdes pour des nanocristaux dans le plan de la lame mince (axe optique ⊥ au rayon incident) et pour des écarts angulaires de ± 25° par rapport à la tangente.

Source : MNHN, Paris

On pose α = angle maximum de l'axe optique par rapport à la tangente et on considère l'intersection d'un ellipsoïde extrême avec un plan passant par l'axe optique. De l'équation de cette ellipse, on déduit l'expression approchée suivante :

$$(ng - np') = (ng - np) \sin^2 \left(\frac{\pi}{2} - \alpha\right) \quad (1)$$

qui n'est autre que l'expression de la biréfringence maximum Bi_{max} dans la nouvelle indicatrice.

Avec $\alpha = 30°$, on a :

$(ng - np') = 0{,}155 \times \sin^2 \frac{\pi}{3}$

$Bi_{max} = 0{,}116$

L'écart angulaire des nanocristaux par rapport à la tangente a pour conséquence la prise en considération d'une «indicatrice statistique» (ressemblant à une pomme) et une biréfringence maximum Bi_{max} plus faible que celle prévue pour l'aragonite.

C. RETARD CALCULÉ POUR DES NANOCRISTAUX DANS UN PLAN QUELCONQUE DE LA LAME

Chaque cristal d'aragonite pouvant occuper n'importe quelle position normale au rayon de l'oolithe, chaque axe optique A_o fait donc un angle variable θ avec le rayon lumineux polarisé incident (fig. 57). Un plan passant par l'axe optique et le rayon incident coupe l'indicatrice suivant une intersection dont la partie renforcée appartient à l'ellipse initiale - ce qui permet les calculs -. Soit e l'épaisseur d'un nanocristal et e' l'épaisseur d'aragonite traversée telle que $e' = e/\sin\theta$, la différence de trajet optique («retard») δ pour chaque cristal est ainsi exprimée :

$\delta = e' \times Bi_{max} \times \sin^2 \theta$

Pour chaque cristal, l'épaisseur traversée par le rayon incident et la biréfringence varient en même temps en fonction de θ :

- L'épaisseur e' traversée (fig. 57) varie de l'épaisseur minimum e à l'épaisseur maximum du cristal correspondant à sa plus grande diagonale (soit pratiquement sa longueur l) lorsque θ varie de $\pi/2$ à $\arcsin (e/l)$.
- La biréfringence varie de Bi_{max} à 0 lorsque θ varie de $\pi/2$ à α et reste nulle quand $\alpha > \theta > 0$ puisque la section cyclique est réalisée (fig. 57).

On distingue donc trois secteurs d'orientation des cristaux par rapport au rayon lumineux, dans le plan normal à la lame mince :

(1) $\quad \frac{\pi}{2} \geqslant \theta \geqslant \alpha$

(2) $\quad \alpha \geqslant \theta \geqslant \arcsin\left(\frac{e}{l}\right)$

(3) $\quad \arcsin\left(\frac{e}{l}\right) > \theta \geqslant 0$

pour lesquels on calcule respectivement :

a) les valeurs moyennes de l'épaisseur d'un nanocristal traversée par le rayon lumineux ($\vec{e_1}, \vec{e_2}, \vec{e_3}$).

$$\vec{e'}_1 = e \frac{\int_{\frac{\pi}{2}}^{\alpha} \frac{1}{\sin\theta}\, d\theta}{\alpha - \frac{\pi}{2}} = e \frac{\left[\text{Log tg} \frac{\theta}{2}\right]_{\frac{\pi}{2}}^{\alpha}}{\alpha - \frac{\pi}{2}} \quad (2)$$

Source : MNHN, Paris

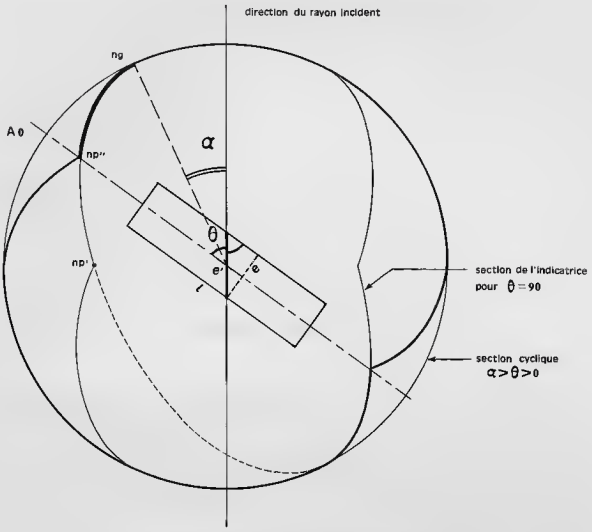


Fig. 57 : Schéma de la position d'un nanocristal dans un plan perpendiculaire à la lame mince passant par l'axe optique et section de l'indicatrice par ce plan.

$$= e\left[\operatorname{Log tg}\frac{\alpha}{2} - \operatorname{Log tg}\frac{\pi}{4}\right] \times \frac{1}{\alpha - \frac{\pi}{2}}$$

$$e'_a = e\,\frac{\displaystyle\int_0^{\arcsin\left(\frac{e'}{l}\right)} \frac{1}{\sin\theta}\,d\theta}{\arcsin\left(\frac{e}{l}\right) - \alpha} \qquad (3)$$

$$e'_a \simeq l$$

Source : MNHN, Paris

b) les valeurs moyennes de la biréfringence $\left(\overline{Bi}_{\frac{\pi}{2},\alpha}\,;\,\overline{Bi}_{\alpha,\arcsin\left(\frac{e}{l}\right)}\,;\,\overline{Bi}_{\arcsin\left(\frac{e}{l}\right),0}\right)$

$$\overline{Bi}_{\frac{\pi}{2},\alpha} = Bi_{max.}\frac{\int_{\frac{\pi}{2}}^{\alpha}\sin^2\theta\,d\theta}{\alpha-\frac{\pi}{2}} \qquad (4)$$

$$= Bi_{max.}\frac{\left[\frac{\theta}{2}-\frac{1}{4}\sin 2\theta\right]_{\frac{\pi}{2}}^{\alpha}}{\alpha-\frac{\pi}{2}}$$

$$= Bi_{max.}\left[\frac{\alpha}{2}-\frac{1}{4}\sin 2\alpha-\frac{\pi}{4}+\frac{1}{4}\sin\pi\right]\times\frac{1}{\alpha-\frac{\pi}{2}}$$

$$\left.\begin{aligned}\overline{Bi}_{\alpha,\arcsin\left(\frac{e}{l}\right)} &= 0\\ \overline{Bi}_{\arcsin\left(\frac{e}{l}\right),0} &= 0\end{aligned}\right\}\text{ la section cyclique étant réalisée}$$

c) Les nombres de nanocristaux correspondants (n_1, n_2, n_3).

Si n est le nombre total approximatif de nanocristaux dans l'épaisseur de la lame mince, statistiquement, on a :

$$n_1 = \frac{\frac{\pi}{2}-\alpha}{\frac{\pi}{2}}n \qquad n_2 = \frac{\alpha-\arcsin\left(\frac{e}{l}\right)}{\frac{\pi}{2}}n \qquad n_3 = \frac{\arcsin\left(\frac{e}{l}\right)}{\frac{\pi}{2}}n$$

avec n tel que :

$$E_{Ar} = \frac{\frac{\pi}{2}-\alpha}{\frac{\pi}{2}}n\times\varepsilon'_1 + \frac{\alpha-\arcsin\left(\frac{e}{l}\right)}{\frac{\pi}{2}}n\times\varepsilon'_2 + \frac{\arcsin\left(\frac{e}{l}\right)}{\frac{\pi}{2}}n\times\varepsilon'_3$$

$$n = \frac{\pi\times E_{Ar}}{2\left[\left(\frac{\pi}{2}-\alpha\right)\varepsilon'_1 + \left(\alpha-\arcsin\left(\frac{e}{l}\right)\right)\varepsilon'_2 + \arcsin\left(\frac{e}{l}\right)\varepsilon'_3\right]} \qquad (5)$$

d) Les différences de trajet optique $(\Sigma\delta_1, \Sigma\delta_2, \Sigma\delta_3)$

$$\Sigma\delta_1 = n_1\times\varepsilon'_1\times Bi_{\frac{\pi}{2},x}$$

Source : MNHN, Paris

$$\Sigma\delta_1 = \frac{\frac{\pi}{2} - \alpha}{\frac{\pi}{2}} n \times e \frac{\int_{\frac{\pi}{2}}^{\alpha} \frac{1}{\sin\theta}\, d\theta}{\alpha - \frac{\pi}{2}} \times Bi_{max.} \frac{\int_{\frac{\pi}{2}}^{\alpha} \sin^2\theta\, d\theta}{\alpha - \frac{\pi}{2}} \qquad (6)$$

$$\Sigma\delta_2 = n_2 \times \bar{e}'_2 \times o = o$$

$$\Sigma\delta_3 = n_3 \times \bar{e}'_3 \times o = o$$

La différence de trajet optique Δ_{Ar} à la sortie de la phase aragonitique est donc :

$$\Delta_{Ar} = \Sigma\delta_1 + \Sigma\delta_2 + \Sigma\delta_3 = \Sigma\delta_1$$

et la différence de trajet optique à la sortie de la lame mince, d'épaisseur E :

$$\Delta = \Sigma\delta_1 + (E_v \times Bi_v)$$

(avec E_v = épaisseur de vide,
Bi_v = biréfringence de l'air ou de la résine remplissant les vides, c'est-à-dire biréfringence nulle).

$$\Delta = \Sigma\delta_1$$

D'où l'on tire la biréfringence finale calculée Bi_c :

$$Bi_c = \frac{\Delta}{E} = \frac{\Sigma\delta_1}{E} \qquad (7)$$

Avec : $E = 30\ \mu m \rightarrow E_{Ar} = 26{,}7\ \mu m$ et $E_e = 3{,}3\ \mu m$

$$\alpha = 30^\circ = \frac{\pi}{6}$$

$$\left.\begin{matrix} e = 0{,}2\ \mu m \\ l = 1\ \mu m \end{matrix}\right\} \rightarrow \sin\left(\frac{e}{l}\right) = 0{,}2 \quad \text{et} \quad \arcsin\left(\frac{e}{l}\right) = \frac{\pi}{15}$$

On a : $\bar{e}'_1 = 0{,}25\,\mu m$, $\bar{e}'_2 = 0{,}58\,\mu m$, $\bar{e}'_3 \simeq l = 1\,\mu m$

$$\overline{Bi}_{\frac{\pi}{2},\alpha} = Bi_{max.} \times 0{,}70 = 0{,}116 \times 0{,}70$$

$$n = \frac{2\,403}{37{,}5} \simeq 64 \text{ nanocristaux}$$

$$\Sigma\delta_1 = 0{,}856\ \mu m$$

$$Bi_c = 0{,}028$$

Si l'épaisseur de vide est moins importante du fait du tassement des nanocristaux dans certaines couches, entraînant en général en même temps une meilleure orientation (± 25°), on peut reprendre le calcul de la biréfringence maximum dans ces feuillets à partir de l'équation (1) - soit 0,127 -, estimer une épaisseur d'aragonite de 95% de l'épaisseur de la lame et calculer la biréfringence finale dans ce cas grâce aux équations (5) (6) (7). On a reporté sur le tableau 59 ces différentes valeurs.

Source : MNHN, Paris

α	Bimax	Diminution de la biréfringence due à l'écart angulaire des cristaux par rapport à la tangente	Epaisseur d'aragonite	Biréfringence calculée	Diminution de la biréfringence due à l'orientation au hasard des axes optiques dans le plan statistiquement tangent	Diminution de la biréfringence due au vide
30°	0,116	0,039	100% (théorique)	0,032	0,084	
		(soit 25%)	E_{Ar} = 89% ⇒ E = 26,7 µm	0,028	(54%)	0,004
			93% E = 28 µm	0,030		0,002
			95% E = 28,5 µm	0,031		0,001
25°	0,127	0,028	100% (théorique)	0,037	0,090	
		(soit 18%)	89% E = 26,7 µm	0,033	(58%)	0,004
			93% E = 28 µm	0,034		0,003
			95% E = 28,5 µm	0,035		0,002

Tableau 59 : Valeurs des biréfringences calculées pour des écarts angulaires maximum par rapport à la tangente de 30 et 25 degrés et pour des épaisseurs d'aragonite de 89 à 95% de l'épaisseur totale.

CONCLUSION

Toutes ces biréfringences calculées sont absolument comparables à celles déterminées directement au microscope, ce qui démontre que la biréfringence anormalement faible est due :

1) à la variation légère d'orientation des nanocristaux par rapport à la direction tangentielle des couches (± 25 à 30°). Elle entraîne une biréfringence maximum plus faible que celle prévue pour l'aragonite. La diminution est de l'ordre de 22%.

2) Surtout à l'orientation statistique des nanocristaux dans l'épaisseur de la lame mince, leur axe optique faisant un angle variable quelconque avec le rayon polarisé incident. La biréfringence est encore diminuée d'environ 56%.

3) Enfin, à l'existence des vides (en fait remplis d'air ou de résine, mais de toutes façons de biréfringence nulle) qui la diminue seulement de 0,7 à 2,6%.

La variation du tassement des particules observées au microscope électronique à balayage entraînant la variation de l'épaisseur des vides et éventuellement à la fois celle de l'orientation statistiquement tangentielle, est à relier avec la variation de la biréfringence d'un feuillet à un autre dans un même cortex.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE VIII

GENÈSE DES DÉPÔTS ARAGONITIQUES ET ESQUISSE DE L'HISTOIRE NATURELLE DE LA SÉDIMENTATION ARAGONITIQUE

INTRODUCTION

Une dizaine d'hypothèses ont déjà été recensées pour expliquer l'origine des micrites (Flügel, 1967); (à cela s'ajoutent les hypothèses propres à la genèse des pellets, celles des oolithes, des grès de plages, etc...). Certaines ne concernent que des dépôts ponctuels; d'autres, bien établies localement, sont proclamées par leurs auteurs comme l'explication de tous les calcaires; c'est ainsi que les algues aragonitiques seraient à l'origine de tous les calcaires fins (Lowenstam, 1955) et des particules constituant le cortex des oolithes (Brennecke et Sandberg, 1976). La vérité est certainement plus nuancée.

Des boues comme celles de Baie de Floride, celles de certaines lagunes sur le Petit Banc des Bahamas et ponctuellement sur le Grand Banc, où poussent plus ou moins nombreuses les algues aragonitiques, peuvent résulter de la désagrégation de ces tests algaires (Lowenstam et Epstein, 1957; Stockman et al., 1967; Neuman et Land, 1975). La présente étude permet d'ajouter à la contribution largement démontrée des Codiacées, celle probable de Rhodophycées (*Liagora*, *Galaxaura*).

Il n'est pas moins évident que des sédiments fins ou la matrice boueuse de sables divers peuvent avoir une origine bioclastique (Chave, 1960, 1962) comme c'est le cas dans le centre du Golfe Persique (p. 175-178, 193, 201), sur le plateau continental du Yucatan, du N-E au N-W (Logan et al., 1969) et le long du littoral de Bélize (Matthews, 1966) ou une origine détritique (à taux d'aragonite d'ailleurs fortement abaissé) : dans le Nord du Golfe Persique par exemple (communication personnelle B.H. Purser).

Mais partout où se forment des oolithes et leurs sédiments contigus (boues, pellets, laminites algosédimentaires), où les encroûtements de pélagosite et travertins peuvent être associés, une série d'arguments tels que les morphologies des particules du dépôt et leurs proportions (p. 145-146), l'absence de Codiacées et de Rhodophycées aragonitiques (dans le Golfe Persique), la composition chimique et spécialement le rapport $\frac{m_{Sr^{++}}/m_{Ca^{++}}}{m_{Mg^{++}}/m_{Ca^{++}}}$ (chap. V), exclut l'origine bioclastique (algaire y compris) de l'aragonite sédimentaire et met en avant la précipitation directe.

Les auteurs qui reconnaissent la place de la précipitation directe dans la genèse de ces différents dépôts isolent le plus souvent la formation particulière de chacun d'eux tout en posant à leur égard des questions relatives aux carbonates en général. S'agissant des oolithes par exemple, Donahue (1965) compte parmi les conditions de leur genèse celle de la sursaturation de la solution en $CaCO_3$, d'autres auteurs se demandent pourquoi leur nature est aragonitique et non calcitique, quel est le rôle des Bactéries ou des Cyanophytes. Or ces questions

Source : MNHN, Paris

concernent tous les sédiments ou dépôts aragonitiques du S-E du Golfe Persique, de la plupart de ceux des Bahamas, des oolithes en général et de leurs faciès contigus, de la pélagosite et des encroûtements associés. De même, s'il n'échappe à personne que les encroûtements et les ciments en général sont de précipitation directe, les études de la diagenèse «précoce» ou synsédimentaire éclairent rarement la genèse du sédiment immédiatement voisin, au sein de la même solution marine. C'est vrai que le ciment est postérieur à l'origine d'ailleurs diverse des grains qu'il soude mais, en réalité, le processus de précipitation de l'aragonite dans un ensemble sédimentaire est un phènomène global, contemporain et continu, allant des «aiguilles» des boues et des oolithes aux «aiguilles» de ciment durcissant les pellets ou associant les agrégats (chap. I et II), des microcristaux des oolithes radiaires à ceux des ciments de grès de plage (chap. II).

C'est pourquoi les problèmes de la précipitation de ces différents types de particules élémentaires seront examinés en premier, en mettant l'accent sur les facteurs et les processus contrôlant la variété polymorphique qui est ici l'aragonite. Puis, établissant des relations entre observations à différentes échelles (en particulier entre les caractères des nanostructures et ceux du milieu), on abordera les conditions et les mécanismes supplémentaires, propres à la formation de tel ou tel dépôt (cf. fig. 58). Enfin, comme l'aragonite n'est pas toujours la variété polymorphique originelle de tels sédiments dans les séries anciennes - cf. p. 87 et suivantes - on apportera une contribution au débat soulevé par Sorby (1879) sur la minéralogie initiale des calcaires anciens non bioclastiques et sa signification possible en terme de paléoenvironnement.

I. - LA GENÈSE DES PARTICULES ÉLÉMENTAIRES DES SÉDIMENTS

A. LA PLACE DE LA PRÉCIPITATION DIRECTE D'ARAGONITE

On a évalué à 120×10^6 T/an l'accumulation de sédiments aragonitiques en milieux peu profonds subtropicaux (tableau 3, p. 23), soit approximativement 100×10^6 T/an d'aragonite, compte tenu de la part des calcites (surtout magnésiennes) bioclastiques. Les sources de cette aragonite ont des valeurs très inégales.

En Baie de Floride, l'origine algaire de l'aragonite peut être estimée à 80% maximum car une autre source bioclastique ne peut être exclue, probablement de Mollusques d'après les analyses publiées par Stehli et Hoover (1961). De plus, les échantillons analysés où prédominent les débris d'algues font apparaître ici des teneurs en calcite magnésienne de 30 à 40% d'une autre origine bioclastique et réduisant d'autant la part des algues dans leur contribution au sédiment.

Sur le Petit Banc des Bahamas, d'après Neuman et Land (1975), la production d'aragonite par les Codiacées est suffisante pour expliquer la quantité de sédiments déposés; le taux d'accumulation apparaît 3 à 5 fois plus faible que sur le Grand Banc, les zones de production étant restreintes.

Sur le Grand Banc des Bahamas, l'origine algaire des sédiments ne dépasserait pas 5% (Cloud, 1962a; Bathurst, 1971, p. 279). Dans la Baie de Batabano (Cuba), elle est probable par endroit mais son importance n'a pas été estimée. Elle est nulle dans le Golfe Persique.

Si on rapproche ces faits des données présentées dans les tableaux 1 et 3 (p. 22 et 23), c'est-à-dire si on tient compte des taux de sédimentation, des surfaces, de la teneur en aragonite et de la part de la source algaire, l'aragonite des dépôts boueux résultant de la destruction des tests algaires compte pour 5 à 6×10^6 T/an, soit environ 5% de tous les sédiments aragonitiques en question.

Les sédiments dont l'essentiel de l'aragonite provient de débris de coraux et de Mollusques divers sont plus importants : ils existent partiellement sur l'Homocline arabe et dans le centre du Golfe Persique (qui est déjà exclu des calculs : cf. tableau 1, p. 22), dans le Golfe de Batabano (Hoskins, 1964) mis à part les dépôts oolithiques (Pavlidis et al., 1972) et probablement les faciès boueux et à pellets contigus; ils sont abondants sur le plateau continental du Yucatan (pour partie du Banc de Campêche et la bordure de Bélize : Chave, 1962; Matthews, 1966; Logan et al., 1969) et représentent 20% maximum des dépôts des Bahamas (Cloud, 1962a).

Sur les mêmes bases de calculs que précédemment, l'aragonite sédimentaire d'origine bioclastique (algues

Source : MNHN, Paris

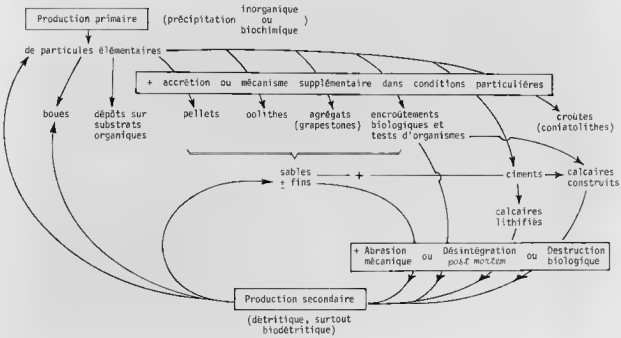


Fig. 58 : Schéma des origines diverses des particules aragonitiques et des sédiments aragonitiques en particulier.

précédentes non comprises), dans les milieux peu profonds subtropicaux, compte pour 15 à 20×10^6 T/an, soit 15 à 20% de l'ensemble considéré.

Des recoupements divers montrent finalement la place de la précipitation directe : elle est à l'origine de 75 à 80% de l'aragonite des dépôts tels qu'oolithes (≃ 98%), boues (70%) et pellets (70%), croûtes (99%), ciments d'agrégats et de grès de plage (99%). Cela représente environ 75×10^6 T/an, c'est-à-dire 3,5 à 4% du total de la sédimentation calcaire sur le fond des mers actuelles (et 12 fois plus que l'origine algaire).

En termes de production primaire, on sait que l'extraction du calcaire de l'eau de mer se fait essentiellement par voie biologique planctonique et de nature calcitique (90% du total de calcaire - cf. tableau 4, p. 24 -), la précipitation directe de nature aragonitique compte pour 2% environ, les algues aragonitiques pour 0,15%, le reste est extrait soit sous forme d'aragonite, soit sous forme de calcite (le plus souvent magnésienne) par voie biologique benthique.

Par rapport aux masses de calcaires extraites de l'eau de mer ou finalement déposées, la précipitation d'aragonite est faible - comme est faible en proportion la place des sédiments en question - mais il est important de remarquer que c'est le processus quantitativement le plus important à l'origine des calcaires actuels de milieux peu profonds subtropicaux.

B. LES «WHITINGS» (PHÉNOMÈNES D'EAUX LAITEUSES) SONT-ILS LE SIÈGE DE LA PRÉCIPITATION DIRECTE ?

La description de ces taches laiteuses de plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres apparaissant à la surface des eaux du Golfe Persique (ph. A, pl. 56) ou des plates-formes des Bahamas, a été rapportée par de nombreux observateurs. Apparemment, les «whitings» diffèrent du phénomène d'eau turbide où la boue calcaire est nettement remise en suspension et transportée (ph. B, pl. 56). Les études proprement dites du prélèvement

Source : MNHN, Paris

des particules et de la solution au moment du phénomène sont très rares .

- Cloud (1982) aux Bahamas
- Wells et Illing (1964), De Groot (1965) dans le Golfe Persique
- Neev et Emery (1967) en Mer Morte,

et conduisent à des résultats et des interprétations contradictoires entre auteurs. Pour les uns, il s'agit de précipitation directe d'aragonite et, pour les autres, de remise en suspension de sédiment par des poissons (bancs de mulets), par des hélices de bateaux, par des tempêtes. A l'appui de la première hypothèse Wells et Illing invoquent l'absence de toute cause de perturbation du fond (poisson ou bateau) sur le lieu même où débute le «whiting», sa disparition complète en un jour alors que les eaux turbides mettent plusieurs jours à redéposer leur charge, une légère diminution de la teneur en Ca^{++} de la solution, la différence de composition minéralogique entre le fond boueux à près de 50% de calcite et la suspension essentiellement aragonitique.

En accord avec Cloud, Wells et Illing suggèrent que le phénomène est causé par un brusque développement (bloom) d'algues unicellulaires extrayant si massivement du CO_2 pour la photosynthèse que la décomposition des bicarbonates (cf. équations $(2)_1$ et $(6)_2$ au § suivant) serait rapide et importante.

De Groot (1965) s'oppose à cette hypothèse en montrant que la chute de pH attendue au moment de la précipitation ne se produit pas durant la formation du «whiting», que le taux de cristallisation de l'aragonite établi expérimentalement est trop lent (même à forte sursaturation) pour expliquer la très rapide formation des «whitings» et surtout que la composition minéralogique des suspensions est bien comparable à celle du sédiment du fond, fortement enrichie en calcites (pure et magnésienne) et différente du précipité expérimental à 95 ou 100% aragonitique.

D'après A.C. Neumann (communication personnelle), les aiguilles d'aragonite peuvent être transportées à plusieurs kilomètres du lieu de la perturbation et ne plus montrer le rapport avec le facteur qui l'a provoquée.

Ce n'est qu'en Mer Morte que la composition aragonitique et le faciès cristallin (à très nombreuses mâcles) semblent comparables entre la suspension, le sédiment sur le fond et le produit attendu théoriquement. En l'absence d'activité photosynthétique de phytoplancton, Neev et Emery (1967), en accord avec Friedman (1965), montrent plutôt le relation du phénomène avec une évaporation intense; le «whiting» (d'ailleurs rare en Mer Morte) ne serait qu'une accentuation spectaculaire d'une précipitation plus fréquente et plus discrète.

Finalement, dans le Golfe Persique (et aux Bahamas) il est difficile de dire si les «whitings» sont le siège de la précipitation directe. Il en est de même pour l'eau «laiteuse» au front d'un delta oolithique où le problème est de savoir si l'aragonite en suspension vient de précipiter ou provient de la destruction des oolithes fortement roulées. D'après les nombreuses observations au M.E.B. montrant des aiguilles qui poussent à la surface de pellets (ph. D, pl. 2) et d'oolithes (ph. C, pl. 12), montrant les nanograins sur leur support de matière organique (pl. 7, 8, 9) et des cristaux plus grands en position de croissance habituelle perpendiculaire à la surface d'un nucleus d'oolithe radiaire (ph. E, F, pl. 15) ou à la surface d'éléments détritiques des grès de plages (ph. E, F, pl. 24), **il est suggéré que la précipitation aurait lieu le plus souvent sur le fond, à la surface du sédiment, facilitée par des nucléations hétérogènes.**

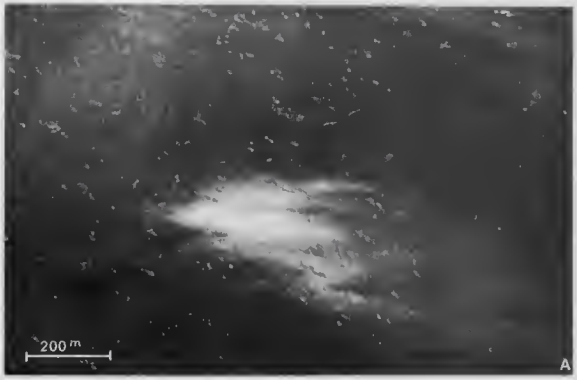
PLANCHE 56

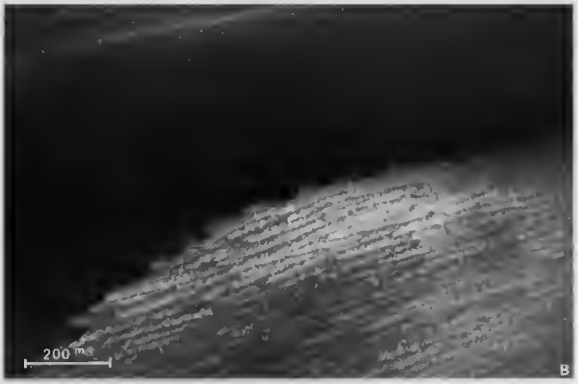
«Whitings» et turbidité

A : Phénomène de blanchissement des eaux ou «whiting», isolé au large de la côte de Qatar, Golfe Persique. La tache qui a encore sur cette photo une dimension de l'ordre de 500 m sur 400 m a diminué sensiblement pendant la durée de son survol, subsistant donc au moins plusieurs minutes.

B : Front d'eaux blanchâtres turbides au large de Qatar, Golfe Persique; phénomène totalement différent de ce qui est observé en A. La zone turbide persistait sur plusieurs km² et son front se déplaçait légèrement, laissant supposer incontestablement une remise en suspension et un transport de boue probablement dus à une tempête.

Source : MNHN, Paris





BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

C. FACTEURS ET PROCESSUS INVOQUÉS DE LA PRÉCIPITATION DIRECTE

a) Dépasser l'alternative précipitation inorganique-précipitation biochimique.

Les auteurs opposent généralement une précipitation physico-chimique - ou inorganique - à une précipitation biochimique due aux Bactéries (Drew, 1914; Monagham et Little, 1956; Lalou, 1957) ou à la matière organique (Berner, 1968; Trichet, 1967, 1968; Mitterer, 1968).

L'alternative origine biologique-origine inorganique est parfois formelle : si l'activité photosynthétique provoque la diminution de la pression de CO_2, cela peut entraîner dans la solution sursaturée la précipitation d'un carbonate; la précipitation est-elle physico-chimique ou biochimique ? Surtout cette façon d'aborder la question éclipse un certain nombre de problèmes liés aux vitesses de réactions, au rôle d'autres cations coprécipitants, à la nature minéralogique du $CaCO_3$ précipité, à la morphologie des particules principalement reflet de la croissance cristalline. Il convient mieux de substituer trois groupes de questions correspondant à trois étapes essentielles de la genèse des particules élémentaires :

- Quels sont les facteurs et les processus de la nucléation ?
- Qu'est-ce qui fait apparaître une variété polymorphique donnée (ici l'aragonite) plutôt qu'une autre ?
- Comment se poursuit la croissance cristalline dont les modalités ont pour conséquence la morphologie finale des particules (compte tenu des altérations éventuelles, mécaniques ou chimiques) et leur «classement» apparent relativement bon ?

b) Le problème de la nucléation.

Pour comprendre cette étape, il est fait appel aux résultats de la recherche fondamentale en chimie ayant trait à l'équilibre des carbonates.

1. - Relation entre sursaturation et conditions de précipitation.

Schématiquement la phase solide apparaît ou augmente si l'équilibre

$$Ca^{++} + CO_3^{--} \underset{\text{dissolution}}{\overset{\text{précipitation}}{\rightleftharpoons}} CaCO_3 \qquad (1)$$

est déplacé dans le sens 1, c'est-à-dire si le produit de solubilité π tel que :

$$\pi = (Ca^{++})(CO_3^{--}) = 4{,}2 \text{ à } 6{,}9 \times 10^{-9} = 10^{-8{,}4} \text{ à } 10^{-8{,}15}$$

(Latimer, 1952, *in* Cloud, 1962; Garrels et Christ, 1967; Cloud, 1970)

est dépassé (π aragonite étant plus grand que π calcite : par exemple $10^{-8{,}22}$ contre $10^{-8{,}35}$ - Garrels et Thompson, 1962 -).

Or le dépassement, du moins apparemment, est réalisé dans les solutions marines des milieux de sédimentation calcaire actuels sans que se produise nécessairement la précipitation. C'est la définition même de la sursaturation. Et le nombre δ de fois que le produit de solubilité est dépassé,

$$\text{avec} \quad \delta = \frac{(Ca^{++})(CO_3^{--})_{\text{solution}}}{\pi}$$

est le degré de sursaturation ou degré de dépassement.

Le produit brut des concentrations doit être cependant corrigé pour tenir compte de l'activité : produit de la concentration par le coefficient d'activité ionique individuel, ce dernier étant fonction de la force ionique.

D'après les données de Garrels et Thompson (1962), on peut ainsi calculer le produit des activités passant

de $(Ca^{++})(CO_3^{--}) = (10^{-2})(2{,}7.10^{-4}) = 2{,}7.10^{-6} = 10^{-5{,}6}$

à $(Ca^{++}).\gamma Ca^{++} \times (CO_3^{--}).\gamma CO_3^{--} = (10^{-2}) \times 0{,}28 \times (2{,}7.10^{-4}) \times 0{,}2 = 1{,}5.10^{-7} = 10^{-6{,}8}$

(dans l'eau de mer à force ionique = 0,7, chlorinité : 19‰, t = 25°C).

Source : MNHN, Paris

Mais cette correction étant faite, tenant compte seulement des attractions inter-ioniques, le produit de solubilité est encore dépassé et certains auteurs pensent que la nucléation est inhibée par l'ion Mg^{++} (Pytkowicks, 1965, 1973). En fait la plupart des chimistes attribuent ce phénomène aux complexes par ailleurs mis en évidence depuis longtemps (Greenwald, 1941; Roques, 1964; etc...) qui diminuent la quantité d'ions libres pouvant entrer en réaction : 90% pour Ca^{++} et 10% seulement pour CO_3^{--} (Garrels et al., 1961, 1962). Finalement, le produit d'activités des ions (libres) est proche de $10^{-8,3}$: la sursaturation - si elle existe (Garrels et al., 1961, p. 44) - est en tout cas beaucoup plus faible que ce qui apparaît par les mesures brutes; il suffit de «peu de choses» dans la nature pour obtenir la précipitation (voir aussi p. 271). Elle est permise par exemple par l'arrivée directe d'ions libres dans un milieu restreint par rapport à l'environnement général (des organismes éliminant des ions Ca^{++} de leur liquide cellulaire : cf. Trichet, 1968) et par la libération de Ca^{++} et CO_3^{--} (déjà présents) dans le milieu, commandée par une série de réactions jouant en cascade à des vitesses variées.

2. - Réactions et équilibres.

- Dans le système CO_2 - H_2O - carbonates (Roques, 1964; Garrels et Christ, 1967) - cf. fig. 59 :

$$HCO_3^- \overset{1}{\underset{2}{\rightleftharpoons}} CO_3^{--} + H^+ \qquad (2)$$

$$H_2CO_3 \overset{1}{\underset{2}{\rightleftharpoons}} HCO_3^- + H^+ \qquad (3)$$

$$CO_2 + H_2O \overset{1}{\underset{2}{\rightleftharpoons}} H_2CO_3 \qquad (4)$$

En fait CO_2,nH_2O mais une telle écriture ne change rien d'un point de vue thermodynamique, l'hydratation ou non de l'espèce dissoute n'étant pas nécessaire à préciser.

$$H_2O \overset{1}{\underset{2}{\rightleftharpoons}} H^+ + OH^- \qquad (5)$$

$$CO_2 + OH^- \overset{1}{\underset{2}{\rightleftharpoons}} HCO_3^- \qquad (6)$$

$$HCO_3^- + OH^- \overset{1}{\underset{2}{\rightleftharpoons}} CO_3^{--} + H_2O \qquad (7)$$

(2) et (3) sont très rapides par rapport à (4) et (6) (Roques, 1964).

- Dans l'appariement et la dissociation de complexes (Greewald, 1941; Garrels, Thompson et Siever, 1961; Roques, 1964) :

$$MeCO_3H^+ \overset{1}{\underset{2}{\rightleftharpoons}} HCO_3^- + Me^{++} \qquad (8)$$

$$MeCO_3H^0 \overset{1}{\underset{2}{\rightleftharpoons}} HCO_3^- + Me^+ \qquad (8')$$

$$MeCO_3^0 \overset{1}{\underset{2}{\rightleftharpoons}} CO_3^{--} + Me^{++} \qquad (9)$$

$$Me_2CO_3^0 \overset{1}{\underset{2}{\rightleftharpoons}} CO_3^{--} + 2Me^+ \qquad (9')$$

(Avec $Me^{++} = Ca^{++}, Mg^{++}$; $Me^+ = Na^+$).

En ce qui concerne particulièrement les complexes ou les sels de calcium (Davies, 1959, Bjerrum et al., 1958 *in* Garrels et Christ, 1967) :

$$CaOH^- \overset{1}{\underset{2}{\rightleftharpoons}} Ca^{++} + OH^- \qquad (10)$$

$$CaHCO_3^+ \overset{1}{\underset{2}{\rightleftharpoons}} Ca^{++} + HCO_3^- \qquad (11)$$

$$CaCO^0 \overset{1}{\underset{2}{\rightleftharpoons}} Ca^{++} + CO_3^{--} \qquad (12)$$

Source : MNHN, Paris

$$CaSO_4^0 \underset{2}{\overset{1}{\rightleftharpoons}} Ca^{++} + SO_4^{--} \qquad (13)$$

- Dans les liaisons avec des sucres ou des sels d'acides faibles (Rendleman, 1966; Berner, 1968; Trichet, 1968)

$$Ca\text{-}Ose \underset{2}{\overset{1}{\rightleftharpoons}} Ca^{++} + Ose \qquad (14)$$

$$Ca\text{-}A \underset{2}{\overset{1}{\rightleftharpoons}} Ca^{++} + 2A^{-} \qquad (15)$$

anions d'acides faibles (huroniques, par exemple)

L'ensemble est schématisé fig. 59.

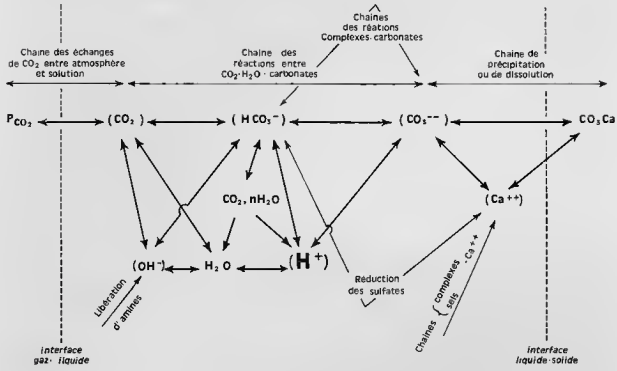


Fig. 59 : Schéma des réactions et équilibres des carbonates (modifié d'après Roques, 1964) dans les systèmes :
- CO_2-H_2O-Carbonates (d'après H. Roques);
- Complexes-Carbonates (d'après R.M. Garrels, H. Roques, I. Greenwald);
- Complexes et sels-Ca^{++} (d'après I. Greenwald pour les complexes minéraux, d'après J.A. Rendleman pour les complexes ou sels organiques);
- Libération d'amines (d'après G. Lucas);
- Réduction des sulfates (d'après C.E. Zobell).

3. - pCO_2, pH, alcalinité : relations mutuelles et avec la précipitation.

Ces équations rendent compte de phénomènes bien décrits par les chimistes et qu'on peut ainsi résumer :

a) une diminution de la pCO_2 entraîne $(4)_2$, $(3)_2$, $(2)_1$, $(1)_1$, ainsi que $(6)_2$;
globalement $2HCO_3^- \rightarrow CO_3^{--} + CO_2 + H_2O$ et l'augmentation de (CO_3^{--}) entraîne le déplacement de l'équilibre (1) dans le sens de la précipitation;

b) une augmentation de la pCO_2 entraîne $(4)_1$, $(3)_1$, $(2)_2$, $(1)_2$, c'est-à-dire une dissolution;

c) une augmentation du pH entraîne $(7)_1$, $(1)_1$, c'est-à-dire une précipitation;

Source : MNHN, Paris

d) une diminution du pH entraîne $(2)_2$, $(1)_2$, c'est-à-dire une dissolution;

e) fondamentalement le pH est fonction de la pCO_2 et des activités de (CO_3H^-), (CO_3^{--}), (OH^-), (H^+) - en un mot de l'alcalinité (ou réserve alcaline) de la solution. La relation entre pCO_2, pH et alcalinité a été ainsi établie :

$$\log Alc - pH = \log pCO_2 - k \qquad \text{(Van Beek et Van Breemen, 1973)}$$

(ces auteurs donnent k = 7,82, calculée théoriquement sans prendre en compte l'influence des paires d'ions), l'alcalinité répondant à la définition suivante :

$$Alc = (HCO_3^-) + 2(CO_3^{--}) + (OH^-) + (H^+) \qquad (16)$$

Sa mesure apparaît donc comme la quantité d'ions H^+ nécessaire pour convertir les anions carbonates en leur acide H_2CO_3. En réalité on néglige ici les anions borates et à plus forte raison HS^-, S^{--}, $H_3SiO_4^-$ qui entrent dans la définition de l'alcalinité et dont la mesure correspond au total à tous les anions d'acides faibles susceptibles de réagir avec l'ion H^+ lors d'une titration (cf. Droubi, 1976).

Avec un pH entre 6 et 9, on peut considérer comme négligeable l'influence de (OH^-) et (H^+) dans l'équation (16) qui devient

$$Alc = (HCO_3^-) + 2(CO_3^{--})$$

$$\text{avec } Alc = (Na^+) + (K^+) + 2(Ca^{++}) + 2(Mg^{++}) + \ldots - (Cl^-) - 2(SO_4^{--}) - (Br^-) - \ldots$$

c'est-à-dire que l'excès des charges positives des cations par rapport aux anions d'acides forts est équilibré par les ions HCO_3^- et CO_3^{--} (Broecker, 1974).

Ainsi, toute perturbation de la neutralité de la solution marine est rétablie par le jeu des équilibres des carbonates: des variations de pH accompagnent la précipitation ou la dissolution et leurs mesures peuvent permettre de déceler le phénomène (Weyl, 1961, 1967; P. Davies et al., 1978); mais l'ensemble des réactions a un effet tampon et on peut s'attendre à ce que le pH de l'eau de mer varie peu quelle que soit l'importance de la variation de la pression partielle de CO_2 (Pytkowicz, 1967; Bathurst, 1971).

A petite échelle, des variations de pH peuvent survenir dans la nature : par exemple, la libération d'amines dans le milieu (cf. Lucas, 1948, 1949) augmente le pH et entraîne la précipitation. Toutefois ce facteur n'a jamais été signalé dans le S-E du Golfe Persique, semble fort limité et n'est pas retenu pour la genèse de l'aragonite étudiée ici.

4. - La place de la réduction des sulfates.

Au cours de la réduction des sulfates qui prend place, sinon au sein du sédiment, du moins à la surface du sédiment (support des Bactéries), l'action bactérienne est double : évidemment réductrice des sulfates mais également oxydant la matière organique (Zobell et Rittenberg, 1948). Cela conduit à un dégagement de CO_2 et le phénomène comporte donc d'abord une phase d'acidification. Elle a pour conséquence de remobiliser le sédiment déjà déposé, provoquant une dissolution et une augmentation à la fois de la réserve alcaline et de l'activité ionique (éq. $(1)_2$, $(2)_2$ - dont (Ca^{++}) comme le montrent bien les expériences de C. Lalou (1957) -. La réduction des sulfates entraîne aussi, à la suite de la destruction des complexes sulfatés, la libération supplémentaire d'ions métalliques (dont Ca^{++}) : éq. $(13)_1$. Elle conduit enfin (Debyser, 1961) à transformer un acide fort en acide faible et à la disparition de radicaux acides dans la solution : le pH remonte et, en présence d'une réserve alcaline et d'une réserve en Ca^{++} importantes précédemment préparées, la précipitation peut avoir lieu.

Sauf exception (Mer Noire, par exemple : Sverdrup et al., 1942), un tel processus prend donc place plutôt au cours de la diagenèse (éventuellement précoce) du sédiment qu'il ne contribue à sa formation (Zobell 1942). Se réalisant d'ailleurs fort peu dans le Golfe Persique (Butler, Krouse et Mitchell, 1973), la réduction des sulfates ne sera pas non plus retenue ici comme provoquant la précipitation de l'aragonite.

5. - Discussion des facteurs et processus les plus probables de la nucléation dans le S-E du Golfe Persique.

L'aragonite semble produite dans des zones limitées aux milieux très peu profonds - intertidaux, infratidaux de 0 à 4 m - puis dispersée latéralement, à la fois dans des zones émergées et des zones plus profondes (cf. chap. I,

Source : MNHN, Paris

II, III). A l'échelle des masses d'eaux concernées, en système ouvert – c'est-à-dire en équilibre avec l'atmosphère et à pCO_2 supposée constante – on peut envisager les variations des facteurs évidents tels que la température, l'agitation de l'eau, l'évaporation dans les lagunes et sur des rochers (où s'étale une mince pellicule d'eau du ressac). Dans le cas de présence locale d'herbiers (avec l'intervention de la photosynthèse ou de la respiration) on peut considérer à une échelle plus restreinte le système comme étant fermé et les variations de pCO_2 ont des répercussions sur l'équilibre des carbonates.

- La **température**. Dans des conditions qui ne sont pas loin d'évoquer de vastes et naturels radiateurs solaires, elle est à considérer comme faisant varier fondamentalement les constantes de dissociation de chacun des équilibres du système CO_2-H_2O-carbonates (Garrels et Christ, 1967; Helgeson, 1969; Droubi 1976) et modifiant finalement la valeur de π. Quand elle augmente, les équilibres $(4)_2$, $(3)_2$, $(2)_1$ étant liés, cela conduit à une diminution de CO_2H_2, une augmentation de CO_3^{--} et, couplé avec une diminution de π, entraîne la précipitation.

- **L'agitation de l'eau**. Dans le cas d'agitation de l'eau, la présence éventuelle de bulles favorise la germination hétérogène (Girou, 1970).

- **L'évaporation**. Elle entraîne une augmentation de l'activité ionique, soit un déplacement des équilibres dans le sens de la précipitation. Mais elle conduit aussi à l'augmentation de la force ionique et à la diminution des coefficients d'activité; d'autre part elle entraîne aussi l'augmentation de SO_4^{--} qui conduit à une augmentation de la fraction des cations complexés sous forme de $MeSO_4^0$ dont $CaSO_4^0$ (cf. $(13)_2$). Intervient donc un retard dans l'obtention du produit ionique «utile» et le degré de dépassement (apparent, mesuré) n'en est que plus grand.

Après une première précipitation de $CaCO_3$, et l'évaporation se poursuivant sans renouvellement de l'eau de mer, il n'est pas certain que la précipitation de $CaCO_3$ reprenne. Tout dépend du signe de l'alcalinité résiduelle (Droubi, 1976, p. 55-57) qui permet de prévoir l'évolution de la composition de la solution, celle du pH, et le prochain sel à précipiter. En réalité, des échanges d'eaux entre lagunes et milieux ouverts, le renouvellement de l'eau au-dessus des bancs oolithiques des deltas de marée, ne conduisent pas à des saumures et les raisonnements exposés par Droubi (op. cité) ne sont pas à invoquer. L'évaporation, compte tenu des réserves énoncées, est un facteur probable de la précipitation dans les milieux étudiés.

- **L'assimilation chlorophyllienne**. Dans les herbiers, par le déficit de CO_2 qu'elle provoque, elle peut entraîner la baisse de pression partielle de CO_2 qui conduit (cf. 3. a) à la précipitation.

- **Le rôle de la matière organique et la chimie des complexes**. A l'échelle du micromilieu, la présence d'algues mortes, de mucus, de bactéries, permet d'envisager des facteurs modifiant les solutions ponctuellement par rapport à l'environnement général. A cette échelle, au sein ou au contact de la matière organique, le rôle des complexes semble le plus important.

D'après les analyses de Trichet (1968), Mitterer (1968) et Frishman (1969) dans les oolithes, de Berner (1968) et Suess (1970) dans le milieu marin en général, l'hydrolyse de cette matière organique conduit à la libération de composés riches en oses, en acides gras et en acides aminés. Si on se réfère aux mécanismes invoqués par Rendleman (1966) sur la formation de complexes entre les ions Ca^{++} et les oses, ou par Berner puis Frishman sur les formations de sels ou de complexes entre Ca^{++} et des acides gras ou des acides aminés, cela permet d'augmenter la concentration en Ca^{++} dissous (sous différentes formes) et d'augmenter la réserve alcaline sans que la précipitation de $CaCO_3$ se produise. Si des organismes vivants ou la lyse de la matière organique introduisent également du calcium car ils en sont riches (Trichet, 1968), ce calcium peut également être complexé et n'augmente pas la quantité d'ions libres.

Dans un deuxième temps, on peut supposer, à la suite de Trichet (1967) que la destruction (bactérienne) des complexes ou des composés organiques (entraînant la dissociation des complexes) va conduire à la libération de Ca^{++} et à la précipitation, facilitée par l'augmentation précédemment préparée de la réserve alcaline - dont (CO_3^{--}) à la suite des réactions équilibrantes $(6)_2$, $(2)_1$ -.

Une preuve indirecte de ces complexes organiques avec le Ca^{++} est invoquée par Kinsman (1969), considérant la teneur plus grande que prévue du strontium dans l'aragonite. Les résultats du présent travail sont en accord avec les données de Kinsman, à condition que les valeurs du coefficient de partage théorique supposé, fonction de la seule température, ne soient pas influencées par l'incorporation particulière du strontium mise ici en évidence (chapitre VI). Cet argument reste donc fragile d'autant plus que la quantité d'ions libres de Ca^{++} est toujours grande dans le milieu marin et la nucléation apparaît davantage un problème de libération de CO_3^{--}.

Source : MNHN, Paris

Aussi, sans écarter ce processus, il n'est pas impossible d'invoquer également la formation de complexes carbonatés en particulier avec Mg^{++}. En effet l'élimination de Mg^{++} par des Cyanophycées est une réalité : l'expérience *in vitro*, mentionnée au chapitre I, reprise et complétée, a montré massivement l'apport de Mg^{++} dans la solution (3 fois plus concentrée qu'au début de l'expérience où l'on introduit les Rivulaires). Soit du vivant des Algues, soit à la suite de la décomposition du tissu algaire, l'introduction du Mg^{++} dans le micromilieu, formant des complexes avec CO_3H^- et CO_3^{--} (CO_3HMg^+ et CO_3Mg^0 cf. équations $(8)_2$, $(9)_2$) retient autant de CO_3^{--} qui ne peuvent participer à la réaction (1). De ce fait il y a retard de la précipitation. Mais lorsque les complexes sont dissociés - soit par une activité bactérienne (enzymatique ?), soit par l'introduction par un organisme de nouveaux ions modifiant les équilibres qui les régissent - une faible augmentation de l'anion précipitant CO_3^{--}, en présence d'une quantité libre de Ca^{++} par ailleurs toujours plus grande (avec seulement 10% d'ions complexés), entraîne la précipitation. L'introduction de Mg^{++} favoriserait en définitive la précipitation de $CaCO_3$ (Garrels et Christ, 1967, p. 102). Dans ce micromilieu, le grand nombre d'impuretés (toujours à cause de la matière organique), même pour un faible degré de dépassement, permet de nombreuses nucléations hétérogènes.

Tout cela reste bien théorique, faute de mesures précises des caractéristiques des solutions comme jalons successifs de leur évolution et de leur rapport avec la précipitation. Encore faut-il ajouter que le géologue sédimentaire arrive généralement en retard par rapport au moment de la précipitation et ne peut que constater le dépôt. Les données utilisées - telles qu'elles sont rapportées ici de la bibliographie - ne représentent des mesures qu'à l'équilibre dans les milieux naturels, avant ou après la précipitation, et les auteurs ne font que simuler un modèle chimique. Les facteurs possibles constatés dans le milieu, et leurs relations mutuelles, sont trop nombreux pour découvrir le facteur et le processus à mettre en cause en particulier; on n'a pu que choisir les plus probables.

C'est plutôt le dépôt, par ses caractéristiques précises, qui sert de témoin pour reconstituer certains aspects du phénomène; on peut préciser par exemple l'incorporation du strontium en rapport avec la nucléation. La mise en évidence de domaines strontiques de quelques centaines d'Å (chap. VI), l'abaissement du produit de solubilité qu'on peut attendre du fait de la coprécipitation du Sr^{++} (en plus, on verra au § suivant, sa plus facile déshydratation que les autres ions coprécipitants) concourent à suggérer que cette incorporation est synchrone de la nucléation. Comparée au rayon critique des germes (voisin de 130 Å d'après les calculs de Girou (1970) pour la calcite, ce qui donne un ordre de grandeur), la taille des domaines strontiques laisse supposer que l'incorporation du Sr^{++} continuerait après la stricte germination (sans suivre l'une des lois de distribution de Doerner Hoskins - cf. chap. VI, p. 247).

c) Le problème de l'apparition de la variété polymorphique.

Lorsque le produit de solubilité de l'aragonite est dépassé, celui de la calcite - plus faible - est *a fortiori* déjà dépassé. Cela pose le problème, en dehors des règles de la thermodynamique, de l'apparition de la variété polymorphique - d'ailleurs métastable - qu'est l'aragonite. Une origine secondaire par transformation vatérite-aragonite a été étudiée au laboratoire (Bischoff, 1968) mais les conditions d'obtention de la vatérite, son absence dans les sédiments carbonatés naturels ont conduit à considérer l'aragonite précipitée dans l'eau de mer comme primaire. La question posée par les minéralogistes et les chimistes a été de savoir ce qui favorise l'aragonite ou ce qui inhibe la calcite durant la précipitation.

1. - Facteurs contrôlant l'apparition d'aragonite.

Kitano, Park et Hood (1962) font de la température le paramètre le plus important dans l'apparition des divers polymorphes de carbonate de calcium. Girou (1970) constate l'ordre d'apparition des variétés polymorphiques en fonction de la température pour un même domaine de sursaturation : d'abord la vatérite et la calcite à 10°C, puis, en plus, à 30°, l'aragonite. Les conditions de température dans les mers chaudes subtropicales sont bien remplies, mais si cette température semble nécessaire pour la précipitation de l'aragonite, elle n'est pas suffisante pour expliquer qu'elle précipite seule - la calcite magnésienne étant exceptionnelle -.

Certains produits organiques ont un rôle possible (Kitano et Hood, 1965; Davies et al., 1978). Tour à tour, certains ions coprécipitants ont été invoqués comme favorisant le développement de l'aragonite, le Sr^{++} en particulier; les auteurs s'accordent plutôt sur le raisonnement inverse : les ions s'incorporent dans un réseau initial en

Source : MNHN, Paris

fonction de leur rayon (Pobeguin, 1954; Roques, 1964; Lippmann, 1973). La preuve en est donnée par l'obtention de précipité d'aragonite en l'absence de tout cation bivalent autre que le Ca^{++} (Lippmann, 1973). Les mêmes expériences mettent en évidence les taux de nucléation plus forts pour l'aragonite que pour la calcite : ce qui est une amorce d'explication de l'apparition préférentielle de l'aragonite, mais encore insuffisante pour qu'elle apparaisse seule dans le milieu marin.

L'unanimité se fait aujourd'hui sur le rôle primordial du Mg^{++}. Pressentie dès 1910 par Leitmeier (*in* Lippmann, 1973) l'influence de la présence de Mg^{++} sur la formation de l'aragonite est démontrée par Lippmann (1960, 1968, 1973), Kitano et al. (1962), Roques (1964), Simkiss (1964), Fyfe et Bischoff (1965), Berner (1966), Bathurst (1968), Bischoff (1968), Bischoff et Fyfe (1968), Cailleau et al. (1977).

Lippmann a cherché également à établir le seuil minimum de concentration en Mg^{++} de la solution, exprimé au mieux par le rapport $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++}$ contrôlant l'apparition de l'aragonite. A partir de $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++} = 1,5$ apparaît l'aragonite toujours accompagnée de calcite (non magnésienne); entre 3 et 4, la calcite est complètement supprimée. L'ordre de grandeur de ces rapports est retrouvé par Katz (1973) dans ses expériences de coprécipitation du Mg^{++} dans la calcite et de recristallisation aragonite-calcite; en particulier la recristallisation de l'aragonite en calcite démarre et se poursuit totalement quand le rapport $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++}$ de la solution interstitielle tombe de 5,2 à 2,2. De ces chiffres, le rapport critique $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++}$ de la solution à partir duquel précipite seule la variété polymorphique aragonite paraît donc se situer entre 2,2 et 3,5 environ. Il est bien inférieur à celui de l'eau de mer.

2. - Mécanismes envisagés favorisant l'aragonite par rapport à la calcite.

L'aragonite ne contient que des taux négligeables de Mg^{++} (vérifiés ici avec 600 à 1000 ppm - cf. chap. V -), c'est-à-dire que le Mg^{++} n'est pas incorporé dans le réseau orthorhombique comme il l'est dans le réseau rhomboédrique, provoquant des contractions de la maille de la calcite. Il est donc paradoxal, tel que Lippmann (1968) le souligne, que le composé le plus pauvre en magnésium - l'aragonite - se forme de préférence dans les solutions riches en Mg^{++}, y compris l'eau de mer (à $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++} = 5,2$). L'explication la plus probable, due à Lippmann (1960, 1968), proposée également par Roques (1964, p. 477 et suivantes), réside dans les différences de liaisons entre l'eau et les cations en solution et en conséquence dans les différences d'énergies nécessaires à la déshydratation de ces ions.

Bien qu'il n'existe aucune théorie satisfaisante de la coordination des molécules d'eau et des ions, les expériences permettent de constater que la liaison des dipoles d'eau est d'autant plus solide que l'ion est chargé et que son rayon à l'état anhydre est plus petit. Ici, à charge égale, la liaison est donc la plus forte pour le $Mg\text{-}OH_2$ puis par ordre décroissant pour $Ca\text{-}OH_2$ et $Sr\text{-}OH_2$. Dans le même temps le rayon de ces ions hydratés est le plus grand pour le $Mg\text{-}OH_2$, plus petit pour le $Ca\text{-}OH_2$, encore plus petit pour le $Sr\text{-}OH_2$ (Garrels et Christ, 1967, p. 60); ces faits ne peuvent que refléter une plus grande enveloppe d'eau autour des ions Mg^{++}. On comprend donc qu'avec une enveloppe d'eau plus importante liée plus fortement au cation, l'énergie nécessaire à la déshydratation est la plus grande pour le Mg^{++}. Calculée par Lippmann (1968), elle est de 53 kcal/mole $Mg\text{-}OH_2$ contre 41 kcal/mole $Ca\text{-}OH_2$.

Revenant à la solution - l'eau de mer en particulier - où se produisent les nucléations, il est fortement suggéré que les taux de germination sont, comme dans les expériences, plus grands pour l'aragonite que pour la calcite, que l'aragonite n'incorpore pas de magnésium hydraté en une couche monomoléculaire. Pour une énergie donnée, on sait qu'entre deux réactions, est privilégiée celle qui en consomme le moins, surtout que dans le cas présent, la différence de l'ordre de 8 kcal/mole est considérable; l'énergie du système à la température de 25-30° permettrait alors la déshydratation des Ca^{++} (et des Sr^{++}) mais non des Mg^{++}. Seuls vont donc se développer les germes d'aragonite, à plus forte raison les germes d'aragonite strontique mis en évidence au cours de cette étude (chap. VI), tandis que ceux de calcite dont la surface est comme «empoisonnée» par des ions semi-hydratés, ont leur croissance bloquée. (D'après Lippmann, 1960, 1968).

d) Le problème de la croissance cristalline.

La dernière étape importante conduisant à la morphologie finale du cristal est celle de la croissance.

Source : MNHN, Paris

1. - Aiguilles ou nanograins; apparente relation entre le faciès de nanograin, l'augmentation de la concentration en impuretés et (ou) l'augmentation de la sursaturation.

D'après des caractéristiques comme l'existence de la face (110) préférentiellement développée, l'allongement selon [001], c'est-à-dire la face (001) non développée, on peut tirer quelques indications banales sur la croissance des nanocristaux allongés - «aiguilles» et «baguettes» - de l'ordre du micron : vitesse rapide pour (001) tendant à son inexistence dans le cas des aiguilles, vitesse lente pour (110) en accord avec la théorie des PBC (Periodic Bond Chain, Hartman, 1965), cette face dite F contenant approximativement dans son plan le plus grand nombre de chaînes de liaison (cf. fig. 54 A).

On a constaté, dans le cas de la structure nanogrenue liée à la matière organique, une grande densité de germes (équivalent, à volume égal, environ 20 fois plus que dans la structure nanocristalline) à mettre sur le compte d'une forte concentration en impuretés. C'est-à-dire qu'ici les conditions de la nucléation vont se répercuter sur les conditions de croissance.

La morphologie nanogrenue est interprétée comme le résultat d'une croissance cristalline limitée par le grand nombre de germes répartis au hasard se gênant mutuellement et limitée également par l'épuisement de la réserve ionique d'un volume donné (du micromilieu). Ce processus a lieu par exemple sur les oolithes, conduisant à la structure nanogrenue primaire des zones sombres micritiques. Il peut prendre place également durant la seconde phase de micritisation décrite par Bathurst (1966), remplissant les microperforations. Il intervient partiellement dans la genèse de la phase carbonatée des tapis algaires, dans la lithification de certains coprolithes et dans la genèse des microgravelles du dépôt *in vitro* décrit chap. I (p. 51 et pl. 9).

La structure nanogrenue est observée aussi se formant dans des conditions d'élévation sensible de température et d'intense évaporation d'une mince couche d'eau : c'est le cas particulier de ce qui se passe sur des grès de plage ou des rochers au sommet de la zone intertidale en certains points de la Trucial Coast (chap. III, p. 100). Il est probable que le degré de sursaturation soit alors plus élevé et entraîne une forte densité de germes telle qu'elle est constatée dans la pélagosite (pl. 28) et certains travertins marins; Bienfait et al. (1973) ont montré cette convergence d'effet entre augmentation de la concentration en impuretés et augmentation du degré de dépassement.

2. - Tentative d'explication de la taille relativement constante des «aiguilles» et des nanograins.

La taille relativement constante des «aiguilles», celle des bâtonnets émoussés des oolithes en particulier, a intrigué de nombreux auteurs; s'ajoute ici celle des nanograins. Un début d'explication est proposée en admettant que la répartition en ions et en impuretés est homogène à l'échelle du micromilieu où l'aragonite précipite, que la probabilité de formation d'un germe est identique en tout point et très fréquente. En effet si la probabilité de germination était faible, le premier germe apparaissant donnerait naissance à un seul grain dont la taille n'aurait pour limite que l'épuisement de la réserve d'ions libres de son environnement. Ce n'est pas le cas puisqu'on constate un très grand nombre de cristallites, encore plus important pour les nanograins : l'hypothèse est acceptable. On sait également que si deux germes sont trop proches l'un de l'autre, le plus petit disparaît au profit du plus gros car le plus stable est celui dont le rapport volume/surface est le plus grand; un deuxième germe ne peut se développer en nanograin ou en «aiguille» qu'à la condition qu'il soit assez loin du germe initial pour ne pas être influencé ou bien qu'il se confonde avec lui : cas des nanograins polycristallins ou des «aiguilles» mâclées. D'où la notion d'un volume critique utile à chaque germe, identique en tout point du milieu de précipitation et dont il est une des caractéristiques.

Pour un même faciès cristallin - dépendant d'après les travaux de Kern (1955), Bienfait, Boistelle, Kern (1963), du degré de dépassement et de la concentration en impuretés - avec des vitesses de croissance des faces qui sont spécifiques du minéral donné, on aboutit à une vitesse de croissance des grains presque la même pour tous. Tout dépend bien de l'homogénéité du milieu de précipitation, et chaque nucleus, distant d'un autre du volume critique pour qu'il persiste, ne peut, dans ces conditions, qu'aboutir à une taille finale relativement constante.

3. - Origine de l'aspect émoussé des «aiguilles» et des cristallites.

Le problème est de savoir si le faciès émoussé le plus fréquemment observé et la non évidence des faces F dans ce cas, dépendent de la seule croissance privilégiant le centre des faces par rapport aux angles ou si le change-

Source : MNHN, Paris

ment de faciès est à expliquer par adsorption en accord avec la théorie des PBC (Hartman et Kern, 1964) ou encore s'il s'agit d'une altération mécanique ou chimique.

Une expérience simple suggère plutôt que l'aspect émoussé est secondaire. Dans un bécher contenant de l'eau de mer d'une lagune d'Abu Dhabi, on place un fragment de grès de plage dont les cristaux aragonitiques du ciment sont euhédraux (ph. A, pl. 57) et on le soumet aux ultrasons pendant 15 minutes. Après ce traitement, les faces des cristaux apparaissent altérées et surtout les arêtes sont émoussées (ph. B, pl. 57); les trépidations intenses de l'eau - son agitation à l'échelle moléculaire - provoquent une dissolution des zones les moins stables, c'est-à-dire les sommets et les arêtes, même en milieu sursaturé par rapport à l'aragonite. En système fermé, cela entraîne à proximité quasi immédiate une augmentation de sursaturation; en un autre site du milieu cela permet la précipitation (ph. C, pl. 57) et la croissance cristalline de nanocristaux de carbonate de calcium (analysés par spectrométrie d'énergie de rayons X couplée au M.E.B.), d'après leur morphologie, la nature minéralogique la plus probable est l'aragonite (ph. D, pl. 57). Ils ont une taille de l'ordre du micron; leurs arêtes et la plupart des faces sont relativement nettes. Ainsi une croissance cristalline rapide aboutit ici à un faciès euhédral ou subhédral des nanocristaux et pas nécessairement anhédral. On constate surtout qu'une faible dissolution peut émousser les arêtes des nanocristaux en milieu sursaturé à la suite de variations locales : ce pourrait être, dans la nature, l'arrivée de masses d'eau de températures différentes (plus froides par exemple), la variation de la pCO_2 par intervention biologique (phase de respiration l'emportant sur la phase photosynthétique).

Une expérience comparable (effet des ultra-sons dans une solution saturée par rapport à la calcite) sur un calcaire ancien provoque également - entre autres résultats - un émoussé des arêtes de la calcite par dissolution très ponctuelle (ph. E, F, pl. 57).

De nombreux exemples de dissolution en milieu marin subtropical ont déjà été rapportés (Guilcher, 1953; Revelle et Fairbridge, 1957; Golubic et Schneider, 1979). Comme le montre F. Bourrouilh (1978) sur la côte ouest d'Andros, il faut compter aussi sur le transport de sédiments aragonitiques (dont des boues à «aiguilles») d'un milieu de formation franchement marin vers des lagunes à influence continentale où la dissolution - entre autres phénomènes diagénétiques - a sa place. Schmalz et Swanson (1969) décrivent avec précision des variations diurnes-nocturnes du pH, du CO_2 dissous et de la concentration en carbonate de l'eau de mer favorisant la dissolution de phases carbonatées solides et pouvant conduire jusqu'à l'érosion de roches consolidées.

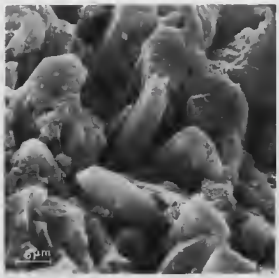
A plus forte raison peut-on envisager des effets moins drastiques à l'échelle du cristal, dans des milieux où les changements, sans être analysés dans le détail, sont spectaculaires : par exemple, avec la marée montante, l'arrivée d'eaux relativement froides recouvrant les rides oolithiques à fleur d'eau ou émergées à marée basse et envahissant le domaine lagunaire précédemment surchauffé. Il faut garder en mémoire que la forte sursaturation mesurée de l'eau de mer n'est qu'apparente et que le produit d'activité des ions libres est proche du produit de solubilité π (cf. p. 264); en toute hypothèse il n'est pas exclu qu'il devienne inférieur à π si celui-ci réaugmente en fonction d'une diminution de la température. Et dans les herbiers, la nuit, la phase de respiration a l'effet inverse de l'assimilation chlorophyllienne sur la pCO_2 qui peut augmenter et entraîner ponctuellement une légère dissolution. Seules les «aiguilles» des microperforations apparemment vides de matière organique apparaissent comme protégées, dans leur micromilieu, des solutions provisoirement agressives de l'environnement général. Ces observations à l'échelle des nanocristaux du sédiment ne sont pas comparables avec celles de Chave (1965) sur des agrégats de plusieurs dizaines de microns en suspension dans l'eau de mer (Bermudes, Jamaïque, Floride) et pour lesquels il envisage - ainsi que Suess (1970) - une protection contre toute action chimique par une enveloppe organique.

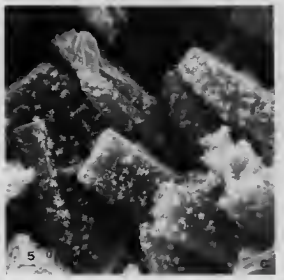
4. - Les cristaux plus grands des oolithes radiaires ou des ciments de grès de plage seraient le reflet d'une croissance plus lente à partir de solutions propres où de nouveaux dépassements du produit de solubilité permettent l'accroissement des cristaux déjà existants et non de nouvelles nucléations.

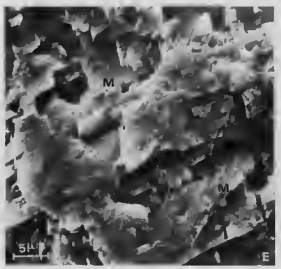
5. - Enfin se pose la **question de l'incorporation du magnésium**, si faible soit-elle. Les expériences de dissolution de l'aragonite par Schroeder (1969) montrent que le Mg^{++} est le premier à se trouver dans la solution, suggérant donc qu'il est le dernier à être incorporé. Bien qu'on ne puisse exclure une distribution homogène dans le faible rapport mesuré ($^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++} = 2$ à 3×10^{-3}), cela serait cohérent avec tout ce qui est connu sur la difficulté de sa déshydratation et le Mg^{++} serait plutôt adsorbé à la surface des nanocristaux.

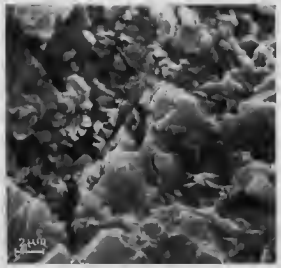
Source : MNHN, Paris

PLANCHE 57









BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

II. - GENÈSE DE QUELQUES SÉDIMENTS OU DÉPÔTS : POURQUOI DES BOUES, DES PELLETS, DES OOLITHES, DES AGRÉGATS, DES CROÛTES OU DES CIMENTS ?

Si les mécanismes invoqués de la nucléation, de l'apparition de la variété polymorphique, de la croissance cristalline des particules élémentaires d'aragonite peuvent expliquer, en les multipliant par des milliards de fois, la masse des calcaires actuels des milieux peu profonds subtropicaux, cette démarche réductionniste ne suffit pas pour comprendre la genèse de tel ou tel sédiment : des pellets ou des oolithes plutôt que des boues, et ailleurs des agrégats, des ciments, des croûtes.

A. LES DIVERS ASSEMBLAGES DE PARTICULES : BILAN DES NANOSTRUCTURES OBSERVÉES DANS LES DÉPÔTS

Dans un premier temps la morphologie des particules contrôle elle-même plusieurs types d'associations ou «nanostructures» : les «aiguilles» peuvent être plus ou moins tassées, l'assemblage des nanograins est toujours compact; les cristaux allongés, quelle que soit leur taille, permettent une orientation mutuelle (au hasard, parallèles entre eux, en gerbe, entrecroisés, etc...). L'absence ou la présence d'un support détermine des orientations possibles : au hasard, tangentielle, «radiaire» (c'est-à-dire normale à ce support).

Au total :

- les formes principales de particules : nanocristaux allongés de 1 μm (souvent mâclés), nanograins subsphériques de 0,2 μm (polycristallins), microcristaux allongés de plusieurs μm à plusieurs dizaines de μm, et le cas plus rare de morphologie en lamelles,

PLANCHE 57

Effet des ultrasons sur les cristaux euhédraux

A : Cristaux euhédraux d'un ciment de grès de plage (Trucial Coast) soumis aux ultrasons pendant des temps variables. Témoins avant traitement. x 1800.

B : Cristaux d'un même échantillon de grès de plage après 15 minutes de traitement aux ultrasons (200 watts) dans une eau de lagune (Est d'Abu Dhabi) à 60‰ de salinité et «sursaturée» en $CaCO_3$. Les faces semblent altérées et surtout les arêtes sont émoussées : l'agitation de l'eau provoque une dissolution des zones les moins stables (en particulier les arêtes) même en milieu «sursaturé». x 1800.

C : Même ciment de grès de plage traité aux ultrasons, observé à quelques dixièmes de millimètres de l'emplacement photographié en B. Les cristaux ne sont pas altérés mais sont couverts d'un précipité de carbonate de calcium (vérifié par spectrométrie d'énergie de rayons X couplée au M.E.B.) et supposé aragonitique (de par le faciès des nanocristaux, cf. photo D). x 2000.

D : Détail du précipité obtenu en eau de mer sursaturée sur les cristaux d'aragonite du ciment de grès de plage à la suite de son traitement aux ultrasons. Le faciès de ces nanocristaux subhédraux ou euhédraux, de 1 à 2 μm sur 0,1-0,2 μm, à mâcles semblant hexagonales ou pseudohexagonales, évoque incontestablement celui de l'aragonite; leur assemblage en rosette ou l'orientation statistiquement normale à la surface du cristal sous-jacent indique une croissance *in situ* à la surface des cristaux du ciment. x 9000.

E : Débris d'échinoderme dans un calcaire ancien (calcaire de Tonnerre, Yonne, Kimméridgien inférieur). Cassure fraîche montrant essentiellement des surfaces de clivage (C) du rhomboèdre et l'amorce de nombreuses traces (M) de la «mâcle mécanique» ou «pressure twin lamellae» (Correns, 1969) : (01.2) dans le système hexagonal, (110) dans le système rhomboédrique. Les arêtes sont vives. x 1800.

F : Même débris collé et poli grossièrement sur lame mince puis passé aux ultrasons pendant 2 minutes dans une solution d'hexamétaphosphate de sodium à 2%. En général les mâcles mécaniques sont nettement révélées (M) et surtout les arêtes sont émoussées, témoignant d'une légère dissolution qui les affecte préférentiellement au cours du traitement aux ultrasons et non après un simple bain dans la même solution. x 3500.

(Toutes photographies au microscope électronique à balayage)

Source : MNHN, Paris

	CARACTERES DE LA NANOSTRUCTURE				OCCURRENCE	FREQUENCE	FIGURATION (NON EXHAUSTIVE)
	DEGRE DE TASSEMENT DES PARTICULES	MORPHOLOGIE DES PARTICULES		ORIENTATION			
Structure	punctique[1] (= peu tassée)	de nanocristaux	euhédraux subhédraux anhédraux	d'orientation statistiquement tangentielle	Oolithes	Fréquente	ph. F, pl. 58
Structure	punctique (= peu tassée)	de nanocristaux	euhédraux subhédraux anhédraux	d'orientation statistiquement radiaire (ou normale au support)	Oolithes Remplissage de perforations	Rare Assez fréquente	ph. J, pl. 58 ph. E, pl. 18
Structure	punctique (= peu tassée)	de nanocristaux	euhédraux subhédraux anhédraux	orientés au hasard	Boues Pellets Stromatolithes (laminations blanches) Oolithes Remplissage de perforations	Presque toujours Très fréquente Très fréquente Fréquente	ph. C,D, pl. 1 ph. B, pl. 2 ph. C, pl. 6 ph. E, pl. 58
Structure	serrée[2] (= tassée)	de nanocristaux	euhédraux subhédraux anhédraux	d'orientation statistiquement tangentielle	Oolithes Pélagosite	Fréquente Fréquente	ph. G, pl. 58 ph. C,D, pl. 27
Structure	serrée (= tassée)	de nanocristaux	euhédraux subhédraux anhédraux	d'orientation statistiquement radiaire	Oolithes	Peu fréquente	ph. E, pl. 15
Structure	serrée (= tassée)	de nanocristaux	euhédraux subhédraux anhédraux	orientés au hasard	Oolithes	? (3)	Fabricius et Klingele (1970, fig. 3)
Structure	punctique (= non serrée)	de microcristaux	euhédraux subhédraux anhédraux	d'orientation statistiquement radiaire (ou normale au support)	Début de cimentation Oolithes (surface des oolithes radiaires)	Fréquente Fréquente	ph. E, pl. 23 ph. G, pl. 58
Structure	punctique	de microcristaux	euhédraux subhédraux anhédraux	orientés au hasard	Remplissage de perforations	Assez fréquente	ph. G, pl. 18
Structure	serrée	de microcristaux	euhédraux subhédraux anhédraux	d'orientation statistiquement radiaire (ou normale au support)	Oolithes (dites radiaires) Encroûtements Pélagosite Ciment	Fréquente Assez fréquente Assez fréquente Fréquente	ph. F, pl. 14 ph. C, pl. 33 ph. F,G, pl. 36 ph. B, pl. 27
Structure		nanogrenue			Coprolithes Stromatolithes (laminations sombres) Oolithes Pélagosite	Fréquente Très fréquente Fréquente Assez fréquente	ph. E,G, pl. 8 ph. D, pl. 6 ph. D, pl. 7 ph. M, pl. 58 ph. C, pl. 28

Source : MNHN, Paris

Structure tendant à la coalescence			Oolithes (surfaces polies)	Fréquente	ph. 1, pl. 58
			Pélagosite (surface polie)	Fréquente	ph. E, pl. 28
Structure serrée (= tassée)	de lamelles	d'orientation statistiquement tangentielle	Oolithes	Rare	ph. B, pl. 19
			Pélagosite	Peu fréquente	ph. F,G, pl. 26

(1) *Ponctique : déjà introduit précédemment pour les nanostructures de micrites anciennes (Lorsau 1972 b) où les grains n'ont que des contacts approximativement ponctuels.*

(2) *Serrée : terme utilisé également pour décrire et nommer les micrites anciennes où les nanostructures présentent des particules dont les contacts portent sur des faces.*

(3) *Les photos de F. Fabricius et H. Klingele (1970) étant réalisées sur des surfaces traitées à l'acide, on peut se demander si les structures soit radiaire soit orientée au hasard ainsi montrées ne sont pas le résultat d'un artefact de préparation.*

Tableau 60 : Nanostructures des sédiments aragonitiques étudiés au M.E.B.

- le degré de leur tassement,
- la présence ou non d'un support du dépôt,
- les orientations des particules par rapport au support (ou leurs orientations mutuelles en l'absence de support),

conduisent à douze nanostructures (proposées en nomenclature ouverte sur le tableau 60).

B. DES BOUES AUX PELLETS ET DES PELLETS AUX OOLITHES SUPERFICIELLES

a) **En l'absence de support** c'est toujours la morphologie des «aiguilles» plus ou moins émoussées qui apparaît et l'absence de support - autre que les particules déjà existantes pouvant servir en tant que tel aux nucléations hétérogènes - conduit évidemment aux boues.

b) Dans les mêmes milieux de lagunes ou dans des milieux latéraux aux oolithes et plus profonds (−5 à −20 m), **l'accrétion en pellets** à partir de ces boues résulte de plusieurs processus déjà connus aux Bahamas :

- le plus certain est l'ingestion de boues et l'excrétion de pelotes fécales par des vers, cf *Armandia maculata* (*in* Cloud, 1962), par des crevettes et autres crustacés (Meile, 1971), par des Cérithes, cf. *Batillaria minima* (Kornicker et Purdy, 1957).
- une accrétion supposée inorganique, mettant en jeu des facteurs hydrodynamiques de très faible intensité est démontrée théoriquement par Fárhaeus et al. (1974).
- la convergence de ces pellets avec des débris bioclastiques ayant subi une intense micritisation est maintes fois signalée (Boyer, 1972).

Dans le S-E du Golfe Persique, les fabricants de pelotes fécales n'ont pas été identifiés, à part des Cérithes (mais dont les coprolithes ne peuvent être confondus avec les pellets subsphériques les plus nombreux) et des crabes dont les pelotes buccales sont beaucoup plus grandes, de plusieurs millimètres et généralement détruites à chaque marée montante.

L'observation d'«aiguilles» poussant *in situ* dans les espaces du feutrage initial, à la surface ou au sein de pellets mous (ph. D, pl. 2) permet de comprendre l'induration des pellets. La suite continue, en quelques dizaines de mètres, allant des boues aux pellets mous, puis aux pellets durcis et aux oolithes superficielles, suggère une origine hydrodynamique des derniers stades mais la fragmentation initiale de la boue en pellets mous reste un problème.

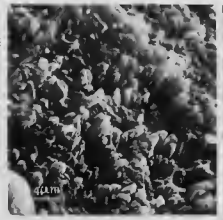
Source : MNHN, Paris

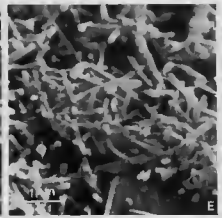
RELATION ENTRE LA NANOSTRUCTURE DE LA COUCHE EXTERNE DES OOLITHES ET LE MILIEU

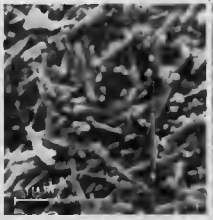
AGITATION DE L'EAU — TRES FAIBLE — TRES FAIBLE A FAIBLE — MOYENNE A FORTE

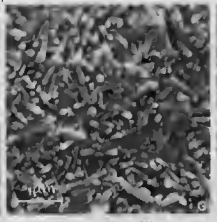
MORPHOLOGIE PARTICULIERE OU MILIEU — DEPRESSION TRES ABRITEE DERRIERE UN CORDON LITTORAL — DEPRESSION ENTRE OEUXRIOES — RIDES

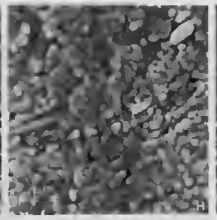
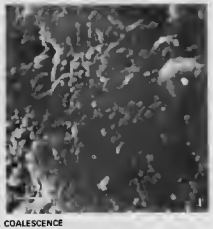
NANOSTRUCTURE LA PLUS FREQUENTE DE LA DERNIERE COUCHE OOLITHIQUE


RADIAIRE

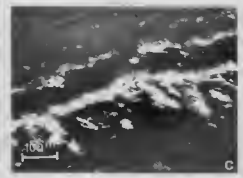

NON ORIENTEE. PEU TASSEE


TANGENTIELLE, PEU TASSEE


TANGENTIELLE, TASSEE



TENDANT A LA COALESCENCE

CARACTERES DES MILIEUX OOLITHIQUES ET RELATION ENTRE LEUR MORPHOLOGIE ET L'AGITATION DE L'EAU

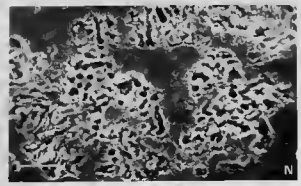


RADIAIRE

REVETEMENT DE MUCUS

STRUCTURE NANOGRENUE

NON ORIENTEE OU TANGENTIELLE PEU TASSEE


MICROPERFORATIONS

OBSERVABLES OANS TOUS LES MILIEUX

BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

C. LA GENÈSE DES OOLITHES MARINES

Une fois précisée l'origine des 3 types de particules des cortex et de leur nature aragonitique (nanograins dans les couches riches en matière organique, «aiguilles» statistiquement tangentielles ou orientées au hasard, parfois radiaires, cristaux plus grands statistiquement radiaires), des questions subsistent quant à la formation de la structure oolithique : ces particules se forment-elles *in situ* ou sont-elles accrêtées à la manière d'une boule de neige ? Comment s'acquiert la structure tangentielle ? Quel est le rôle de l'agitation de l'eau ?

Une nouvelle approche, après avoir noté comme la plupart des auteurs la nécessité d'un nucleus et précisé les caractères propres aux milieux de formation des oolithes (chap. **II**, p. 58-60, 95), consiste à établir des relations entre la structure du cortex, la nanostructure de la couche externe et les caractéristiques du milieu.

a) Relation entre structure, nanostructure et milieu des oolithes (pl. 58 et fig. 60).

Il est à remarquer que la structure radiaire est liée à des milieux de très faible ou faible agitation de l'eau. Les oolithes possédant plusieurs fois la structure radiaire dans leur cortex et dont les cristaux de la dernière couche ont également une orientation radiaire (ph. D, pl. 58) sont localisées au sommet de la zone intertidale, dans un environnement plus «humecté» que «submergé» et très abrité par des cordons littoraux. A Jebel Dhana plus particulièrement, elles sont liées à un dépôt de pélagosite et de travertins marins de structure voisine des oolithes (chap. **III**, p. 104 et suivantes). Les oolithes possédant la structure statistiquement tangentielle situées dans des dépressions également bien abritées peuvent présenter à leur surface des nanocristaux d'orientation radiaire (ph. **J**, pl. 58, fig. 60).

Plus généralement cependant, les nanocristaux à la surface des oolithes dans les dépressions sont orientés au hasard et peu tassés (ph. E, pl. 58) ou bien ils montrent une orientation statistiquement tangentielle mais sont également peu tassés (ph. F, pl. 58). Sur les rides où l'agitation de l'eau est plus fréquente et nettement plus grande la nanostructure est «plus tangentielle», et nettement tassée (ph. G, pl. 58). Dans les chenaux de marée du delta ainsi que sur les rides internes qui les bordent où le transport des oolithes est actif (cf. fig. 61), la dernière couche tend à être coalescente (ph. **H, I**, pl. 58). Enfin, sur le front du delta où l'agitation est maximum et l'eau de couleur laiteuse, la nanostructure est non orientée et peu tassée (ph. K, pl. 58).

PLANCHE 58

Relation entre la nanostructure de la couche externe des oolithes et le milieu

A : Alternance de rides et de dépression dans la partie N-W d'un delta oolithique près d'Abu Dhabi (Côte S-E du Golfe Persique); photo aérienne. x 1/80000 environ.

B : Alternance de zones de forte agitation de l'eau sur les rides et de zones de plus faible agitation entre les rides. Vue perspective d'avion. L'échelle 1/20000 n'est valable que pour le premier plan.

C : Front du delta oolithique et détail de l'alternance d'agitation de l'eau, la plus forte se situant au front externe du delta.

D à K : Nanostructure la plus fréquente de la couche externe des oolithes en relation avec les caractères du milieu où elles ont été prélevées. *Toutes photographies au microscope électronique à balayage (x 9000 sauf D, x 2200 et H, x 7500).*

L à N : Nanostructure ou caractères des cortex oolithiques observables dans tous les milieux.

L : Revêtement de mucus algaire à la surface d'une oolithe assurant une consolidation des nanostructures aragonitiques peu cohérentes. M.E.B., x 16000.

M : Structure nanogrenue à la surface d'une oolithe, non caractéristique d'un milieu particulier (sauf les hautes plages soumises le plus longtemps à une évaporation intense entre chaque marée) et liée le plus souvent à la présence ou au contact de matière organique. M.E.B., x 10000.

N : Destruction du cortex (vu ici en surface) par des microperforations dues le plus souvent à des algues. M.E.B., x 300.

N.B. En ce qui concerne les oolithes transportées dans le désert, caractérisées par leur cortex endommagé et leurs vacuoles de dissolution, cf. planche 16.

Source : MNHN, Paris

Ainsi la structure de la couche externe des oolithes varie en fonction du degré d'agitation de l'eau, lui-même plus ou moins grand selon la morphologie particulière du milieu (dépression ou ride, chenal ou front de talus) et selon l'importance des vagues ou des courants, c'est-à-dire, finalement, en fonction du mouvement ou du transport qui affectent ces oolithes. Dans certains cas la structure nanogrenue (ph. M, pl. 58) se trouve à la surface d'oolithes soumises à une évaporation intense dans la zone intertidale mais, plus généralement, elle semble liée à la présence de matière organique revêtant les oolithes dans tous les milieux (ph. L, pl. 58).

b) Mécanisme le plus probable de la genèse des oolithes.

1. - Genèse *in situ* des particules aragonitiques constituant le cortex ou accrétion de particules formées ailleurs et amassées à la manière d'une boule de neige ?

L'originalité de la structure radiaire aragonitique semble une clé importante dans le choix d'une de ces deux hypothèses. Cette orientation, soit à la surface des oolithes de lagune, soit à la surface d'oolithes classiques dans des environnements très protégés, est conforme à ce qui est connu de la croissance cristalline de l'aragonite avec l'axe c normal au support. C'est une excellente indication de la genèse *in situ* de ces cristaux.

De plus, des nanocristaux subhédraux sont observables pointant à travers une structure relativement tassée de cristaux anhédraux statistiquement tangentiels. Une telle position par rapport à la nanostructure sous-jacente suggère fortement qu'ils n'ont pas été accrétés à la surface de l'oolithe mais sont le produit d'une croissance *in situ* (ph. J, pl. 58).

Enfin la structure nanogrenue, comme cela a déjà été discuté (p. 270) se forme à la surface de l'oolithe.

Donc, la genèse des particules a lieu le plus probablement *in situ* sur le nucleus ou le cortex.

2. - Comment s'acquiert la structure tangentielle ?

Il est évident qu'en dehors des cas bien repérés de structure primaire radiaire, il est possible que les nanocristaux croissent dans toutes les directions y compris la tangentielle. Faut-il admettre, alors, que toutes les structures observées sont primaires ? En fait, la relation qu'on observe entre les milieux où l'eau est de plus en plus agitée, le tassement de plus en plus serré des particules et l'orientation «de plus en plus tangentielle» (cf. pl. E, F, G, pl. 58) suggère une évolution. Les orientations radiaires ou au hasard seraient bien primaires (fig. 60). Elles se formeraient surtout pendant que l'oolithe est au repos dans une dépression protégée entre deux rides. Cela est d'ailleurs en accord avec les résultats *in vitro* de Weyl (1967) sur des oolithes des Bahamas placées dans un courant d'eau de mer. Il constate en effet que la précipitation de carbonate à la surface de l'oolithe n'est pas constante et cesse rapidement quand l'oolithe reste dans un milieu agité. Une période de repos est nécessaire pour que la précipitation recommence. Plus récemment, P. Davies et al. (1978) reproduisant *in vitro* des oolithes radiaires et tangentielles, mettent également en évidence cette période de repos dans la genèse des oolithes.

Ensuite les nanocristaux seraient secondairement brisés mais surtout aplatis et tassés, prenant de ce fait une orientation statistiquement tangentielle, quand l'oolithe est transportée dans un milieu plus agité, sur une ride adjacente ou une plage (fig. 60).

La structure coalescente des surfaces semble due à la fois aux chocs et à l'abrasion, mais en même temps à des réajustements de dissolution des fractions de particules les plus extérieures (principalement sous l'effet des chocs) et de reprécipitation dans les pores voisins.

Se superpose à ces phénomènes, et dans n'importe quel milieu, un autre rôle de la matière organique, un rôle purement physique d'enrobage et de consolidation des structures peu cohérentes (ph. L, pl. 58). Interviennent d'autre part des microorganismes perforant le cortex et contribuant au contraire à sa destruction (ph. N, pl. 58); les microperforations peuvent à leur tour être remplies par un nouveau précipité d'aragonite (2e phase de la micritisation selon Bathurst, 1966); ce processus est bien démontré par Fabricius (1977) mais confondu par lui avec la genèse proprement dite des oolithes alors qu'il s'agit plutôt de la destruction et du remplacement de leur structure primaire.

Enfin, plus difficile à saisir est l'interprétation de ce qui est observé dans les milieux de très forte agitation, sur le front du delta par exemple, où l'eau est laiteuse et la surface des oolithes présente une nanostructure

Source : MNHN, Paris

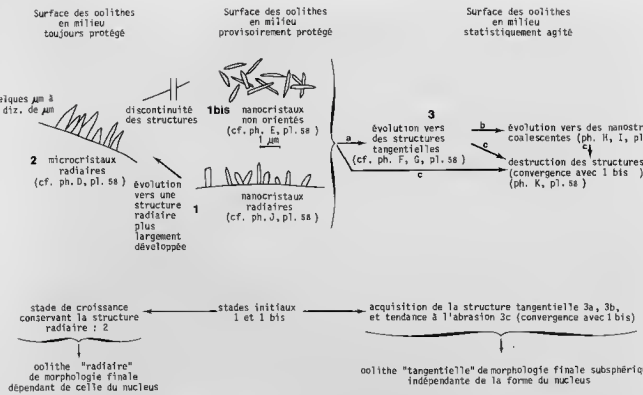


Fig. 60 : Relation entre les nanostructures observées à la surface des oolithes et évolution (ou non) de chacune d'elles (en fonction des facteurs du milieu - cf. pl. 58 -) expliquant la structure finale.

non orientée et peu tassée (ph. K, pl. 58). On peut se demander s'il s'agit d'une structure en voie d'organisation et non encore tassée, ou en voie de destruction. Évidemment, on peut douter qu'une structure présentant une si faible cohésion soit en train de se former et se maintienne dans une telle agitation de l'eau où des chocs importants entre grains doivent se produire. De plus, l'existence de morphologies cristallines intermédiaires entre les bâtonnets émoussés et les nanograins feraient plutôt penser à une abrasion. Dans ce cas on attribuerait également la couleur laiteuse de l'eau plus à la destruction de ces oolithes qu'à la précipitation de nanocristaux.

3. - Application de ce mécanisme de genèse des oolithes à l'échelle d'un delta de marée (Est d'Abu Dhabi).

Du front occidental du delta vers l'intérieur, et d'ouest en est pout sa partie nord-est (fig. 61), il existe un gradient d'augmentation de la taille des oolithes qui reflète d'ailleurs l'augmentation du cortex. Comme le montrent les directions de transport du sédiment (fig. 61), les oolithes sont transportées également du front occidental vers l'intérieur et cela par une série de rides et de dépressions entre les rides. De ce fait elles peuvent acquérir un dépôt nouveau dans une dépression : nanograins, nanocristaux radiaires mais surtout non orientés qui se tassent et se réorientent (statistiquement tangentiels) sur la crête suivante et ainsi de suite. A cause de l'antagonisme entre la direction de l'action des vagues et du courant de marée descendant (plus fort que le montant comme l'atteste la morphologie du delta), les oolithes progressent lentement, retenues dans le système où elles semblent pouvoir subir plusieurs cycles.

Certaines peuvent tomber dans le chenal central et leur dépôt contribue à l'accroissement du delta; rejetées sur les flancs ou vers le N-E, éventuellement jusqu'au delta voisin, elles peuvent y subir une usure rapide avant d'être réincorporées à nouveau dans le système comme en témoigne une deuxième population d'oolithes dans les microfaciès.

Source : MNHN, Paris

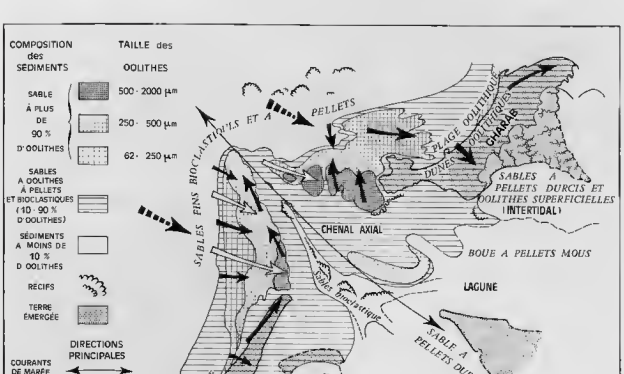


Fig. 61 : Carte du delta oolithique à l'est d'Abu Dhabi entre les îles Sadiyat et Gharab *(modifiée d'après Loreau et Purser, 1973)*
Cette carte montre la répartition des sédiments, les directions de transport, de gradient de taille des oolithes, des vents dominants et des courants de marée.

Ou bien, définitivement éjectées du système, elles sont transportées sur les plages d'où elles peuvent à nouveau être reprises par le vent, formant des dunes dans l'arrière pays, ou tombant dans la boue des lagunes. Elles peuvent aussi être transportées le long de la plage par des courants dirigés vers le N-E et contribuer à la progression latérale de la barrière d'îles (fig. 61).

4. - Les oolithes dites de basse énergie.

- La structure radiaire et son rapport avec les ciments.

Contrairement à l'évolution structurale des oolithes de milieux alternativement calmes et plus agités, la structure radiaire des oolithes de lagunes (Jebel Dhana) ou de plaines d'estran - «tidal flats» - bien protégées (Um Saïd) est conservée. Mais il faut noter la discontinuité de structures entre celle radiaire à grands cristaux et celle non orientée à «aiguilles» émoussées de 1 µm (cf. fig. 60). En aucun cas la structure radiaire bien développée ne peut conduire à une structure tangentielle. Seule la structure radiaire à nanocristaux de la taille courante des particules des cortex (environ 1 µm) est considérée comme l'un des stades initiaux.

Le dépôt à grands cristaux radiaires sur le cortex semble se produire de la même façon que les cristallisations de ciments des grès de plages et que certains encroûtements associés, mais il suffit de rares mouvements peu

Source : MNHN, Paris

importants de l'eau pour provoquer le déplacement des oolithes et empêcher leur cimentation. Ces oolithes d'eau calme peuvent atteindre de grandes tailles peu communes du fait qu'elles ne sont pas usées et polies comme les oolithes d'environnements agités. De ce point de vue, structure et mécanismes présentent bien des points communs avec les oolithes de cavernes tels que J. Donahue (1969) les a établis.

- La structure tangentielle.

Dans le cas des oolithes «tangentielles» dans les lagunes déjà décrites aussi par Bathurst (1967), il est suggéré qu'une agitation intermittente de l'eau (vagues un peu fortes, tempêtes) est suffisante pour provoquer des chocs entre les oolithes, entraînant le tassement des particules et leur orientation statistiquement tangentielle mais sans atteindre souvent une bonne cohésion de la nanostructure; cela expliquerait la destruction plus facile de la dernière couche lors d'une tempête, et par là une faible croissance.

5. - L'oolithisation : une alternance complexe et peu ordonnée de précipitation, tassement, usure, micritisation.

Ainsi, débutant dans une période ou un milieu relativement calme, la structure de l'oolithe est consolidée soit par enrobage de matière organique (mucus), soit par tassement dans une période ou un milieu agité conduisant à l'acquisition d'une orientation statistiquement tangentielle des particules; ce tassement va souvent jusqu'à la coalescence, à l'équilibre entre l'usure et la précipitation. Mais cette structure peut être détruite à partir d'un seuil de trop grande agitation de l'eau, seuil abaissé si la consolidation n'est pas réalisée ou si elle n'est pas progressive. S'intercale dans tous les milieux, le processus de micritisation qui, sans modifier le volume du cortex, transforme la structure initiale. Et ainsi de suite; dans un ordre sans cesse renouvelé selon les aléas du transport et les variations locales du milieu, de l'agitation de l'eau, de la position de l'oolithe dans les premiers centimètres du sédiment, se prolongent plus ou moins longtemps des stades de repos (précipitation, micritisation) par rapport aux stades de mouvement (précipitation?, tassement, usure). Tel un travail de Pénélope, bien fréquent d'ailleurs dans la nature.

D. DES OOLITHES AUX AGRÉGATS

Dans des environnements où l'eau est peu agitée dans l'ensemble, des grains de calcaire peuvent être agglutinés par des foraminifères, des algues, un mucus, puis affectés par une micritisation des bords de grains et une cimentation soit nanogrenue soit en aiguilles : ce sont des mécanismes propres à la formation des agrégats (= grapestones) sur lesquels les auteurs sont généralement en accord (Bathurst, 1967; Winland et Matthews, 1974; Fabricius, 1977; Cros, 1979). Certains agrégats peuvent ensuite être oolithisés, mais il faut nettement distinguer, à la différence de Fabricius (1977), ce qui est processus de précipitation et de micritisation rencontrés à la fois dans les grapestones et les oolithes et les mécanismes propres qui conduisent dans un cas à la cimentation et dans l'autre à l'acquisition d'une structure concentrique avec une orientation tangentielle des cristallites dans certaines couches (cf. § précédent).

E. DES OOLITHES AUX ENCROÛTEMENTS. ESSAI D'INTERPRÉTATION DE LA GENÈSE DE LA PÉLAGOSITE ET DES ONCONIATOLITHES

Dans le S-E du Golfe Persique ont été mises en évidence l'association et la suite continue des oolithes tangentielles aux encroûtements de pélagosite, des oolithes radiaires aux travertins marins, des onconiatolithes aux coniatolithes.

Les différences dépendent à la fois

- des conditions de croissance cristalline contrôlant la morphologie des particules (cf. p. 270-271),
- de la taille du support et de sa stabilité,
- de la position de l'encroûtement par rapport aux zones littorales (sommet de la zone intertidale ou zone supratidale),

Source : MNHN, Paris

- du mouvement de l'eau par rapport au support (agitation en fonction du milieu exposé ou du milieu abrité, influence du ressac, de l'écoulement ou d'une simple humectation),
- des altérations diagénétiques précoces.

Bien que la pellicule de pélagosite laminée ait au microscope polarisant une microstructure très voisine de celle du cortex des oolithes tangentielles, des différences importantes apparaissent au M.E.B. : la croûte de pélagosite a des nanostructures très compactes et variées, soit nanogrenues (pl. 28) mais correspondant à une structure ayant une orientation optique tangentielle, soit en lamelles paraissant elles-mêmes résulter de la coalescence de nanograins (pl. 26), soit en «aiguilles» émoussées, tassées, toutes parallèles entre elles (pl. 27), etc...; elles contrastent avec celles en nombre plus limité des cortex oolithiques à feutrage plus ou moins tassé d'«aiguilles» émoussées (pl. 58). C'est-à-dire qu'ici, rien n'évoque une évolution de structure, aucun mouvement du support n'est permis et la structure tangentielle ne peut qu'être primaire.

Une hypothèse que Lippmann (1973, p. 125 et suivantes) a prévue pour les cortex oolithiques pourrait plutôt s'appliquer dans le cas présent : elle consiste à envisager à la surface du support un grand nombre d'ions de Ca^{++}. Statistiquement deux d'entre eux peuvent être distant de $d_{(001)}$ de l'aragonite; ils capturent un ion CO_3^{--} qui se place tangentiellement par rapport au support, ce qui est la position banale et, sans autre changement, conduirait au développement de la structure radiaire habituelle. Le Ca^{++} qui suit l'incorporation de CO_3^{--} est repoussé par les charges des deux premiers Ca^{++} ou d'autres Ca^{++} présents sur le support et entraîne la rotation du CO_3^{--} de 90°, étape capitale selon Lippman, qui permet l'incorporation d'un nouveau CO_3^{--} parallèle au précédent; ils sont alors tous deux perpendiculaires au support : ce qui contrôle définitivement la croissance selon [001] parallèlement au support.

La difficulté est de relier une telle explication théorique à l'échelle de quelques atomes avec la réalité. Par leur forme, les nanograins presque coalescents de la pélagosite ne permettent pas d'observer une quelconque orientation; mais à l'échelle de la lame mince, les laminations et les propriétés optiques attestent d'une orientation tangentielle. On peut supposer que faute d'un mouvement du support, c'est le mouvement de l'eau qui joue un rôle, toujours dans la même direction d'aller et retour de l'écoulement faisant suite au ressac. Un frottement ainsi orienté peut provoquer des charges de surface dont Lippmann a besoin dans sa théorie. Il pourrait expliquer aussi le polissage de la surface de la pélagosite, luisante comme de l'émail.

Les croûtes supratidales à surface compliquée, à lamination plus ou moins perturbée qui ont été trouvée dans le Golfe Persique (Jebel Dhana) tant sur des nuclei isolés que sur des grès de plage étendus sont le siège de processus variés (fig. 62) :

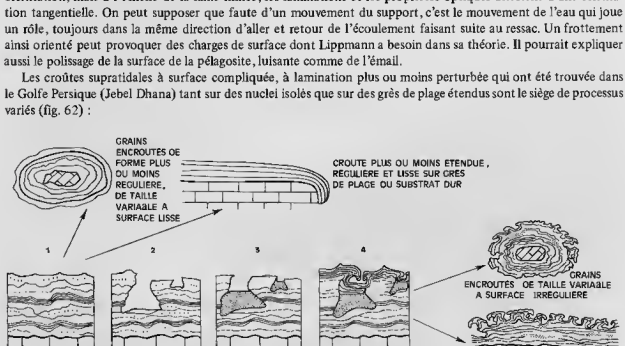


Fig. 62 : Schéma des différentes étapes de la formation des encroûtements aragonitiques irréguliers - coniatolithes et coniatoïdes -. *(D'après Purser et Loreau, 1973).*

Source : MNHN, Paris

- un nucleus est nécessaire, soit un mollusque (cf. fig. 16, p. 108), soit un fragment de grès de plage (pl. 32), ou un support plus étendu mais lithifié;
- une première phase de précipitation a lieu quand l'eau de mer envahit la lagune au cours de marée haute exceptionnelle ou par l'intermédiaire de solution marine percolant à travers la flèche littorale. La morphologie de surface n'est jamais polie mais plutôt irrégulière, commune à de nombreux travertins. La structure est vaguement laminée, radiaire ou nanogrenue;
- une destruction locale du cortex ou de la croûte prend place (fig. 62) approfondissant les petites dépressions, accentuant le micro-relief de la surface. La dissolution par l'eau de rares pluies ou de la rosée est possible mais l'abondance de la microflore encore en place dans les perforations (pl. 33) suggère que cette destruction est plutôt biologique;
- un piégeage de sédiment dans ces irrégularités et des microdépressions intervient aussi (fig. 62 et pl. 34) et contribue à la constitution et la composition complexe de ces croûtes;
- une autre phase de précipitation recommence et ainsi de suite. Entre grains cortiqués et encroûtements étendus, la seule différence semble être le substrat disponible.

Tel est le bilan que l'on peut présenter de la genèse des particules aragonitiques puis de leur agencement, sous l'action de facteurs particuliers, pour former tel dépôt plutôt qu'un autre.

III. - ÉVOLUTION (NON DIAGÉNÉTIQUE) DE LA MINÉRALOGIE INITIALE DES CALCAIRES ÉQUIVALENTS ANCIENS

La preuve a été apportée que dans des oolithes jurassiques du Bassin de Paris, une structure radiaire et la nature calcitique sont originelles (p. 87 et suivantes); il est très probable qu'il en est de même pour les micrites contiguës à ces oolithes. Ces résultats remettent en lumière un vieux débat soulevé par Sorby (1879) sur la nature originelle des calcaires anciens peu profonds non bioclastiques à l'évidence : calcitiques pour certains auteurs (à cause de la conservation de fines structures que la diagenèse aurait dû effacer), aragonitiques pour d'autres (par stricte analogie avec les sédiments actuels équivalents). Les présents résultats montrent que la seule référence à l'Actuel est compromise mais cela ne signifie pas que tous les calcaires anciens peu profonds aient été calcitiques à l'origine : des oolithes sparitiques, de l'aragonite non bioclastique conservée tendent à prouver le contraire.

Le tableau 61 rend compte d'un premier bilan de travaux récents sur cette question et indique l'âge de calcaires de précipitation directe dont la minéralogie initiale est fortement suggérée sinon démontrée (aragonite présente, analysée par rayons X). On ne peut parler ici de stratigraphie minéralogique étant donné le manque de jalons suffisamment serrés aussi bien dans l'échelle des temps que dans leur répartition géographique; mais un changement de minéralogie des oolithes et des micrites est à envisager entre le Crétacé supérieur et le Pliocène supérieur. Au Pléistocène les calcaires marins de précipitation directe sont en aragonite et quand ils sont transformés de manière banale en calcite sparite, des reliques d'aragonite servent de preuve (Sandberg, 1975).

Comme cette minéralogie est contrôlée par des facteurs chimiques de la solution, en particulier le rapport $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++}$, cela signifie que ce rapport dans le milieu marin a pu changer au moins une fois. On peut se demander si les dépôts à sapropels ou les laminites de milieux confinés favorables à la conservation de l'aragonite sont des témoins valables, d'un point de vue de l'équilibre des sels, de l'environnement marin général; c'est pourquoi une datation directe de ce changement ne peut être encore proposée.

Une telle hypothèse est en contradiction avec l'idée bien établie que le milieu marin est stable dans sa composition depuis 1,5 à 2×10^9 années (Daly, 1907; Garrels et MacKenzie, 1971, 1974; Holland, 1972) et que l'évolution constatée dans la composition chimique des roches sédimentaires au cours du temps est le reflet de l'altération diagénétique et non de la composition originelle. A l'appui de ce point de vue est présentée l'équivalence entre ce qui est apporté aux océans par les fleuves et ce qui est déposé (Garrels et MacKenzie, 1974). Il est vrai

Source : MNHN, Paris

Age	Aragonite initiale conservée	Aragonite initiale supposée (recristallisée) en calcite	Calcite initiale	Références
Actuel	+ (1)(2)			a
Holocène	+ (1)(2)			a
Pleistocène	+ (1)(2)			a
Pliocène	+ (3)			Stoffers et Müller, 1978 (b)
Miocène	+ (3)			Heimann et Jung, 1976 (c)
Oligocène	+ (3)			Busson et Noël, 1972 (d)
Crétacé			+ (1)	Pascal, comm. personnelle (e)
Crétacé			+ (1)	Observations personnelles (f) Simone, 1974 (g)
Jurassique Sup.			+ (1)	Loreau, 1978, 1979 (h) Aissaouï, 1979 (i)
Jurassique			+ (1)	Wilkinson et Landing, 1978 (j)
Rhétien			+ (1)	Mayall, comm. personnelle (k)
Trias		+ (1)		Asseretto et Folk, 1976 (l)
Permien		+ (2)		Mazzullo et Cys, 1979 (m)
Carbonifère			+ (1)	Sandberg, 1975 (n)

(1) *oolithes, pisolithes*
(2) *ciments*
(3) *dans laminites, sapropels : fraction calcaire en "aiguilles" souvent à mâcles multiples*
(a) répartition bien connue, à l'échelle du globe
(b) Mer noire
(c) Messinien de Méditerranée
(d) Stampien du Bassin d'Apt, France
(e) Urgonien, N.E. Espagne
(f) origines diverses, obs. ponctuelles
(g) Neocomien, Apennins. Italie
(h) Bassin de Paris
(i) Monts Hodna, Algérie
(j) Wyoming, USA
(k) N. Somerset, Grande Bretagne
(l) Lombardie, Italie
(m) New Mexico, USA
(n) Kentucky, USA

Tableau 61 : Nature minéralogique initiale de calcaires de précipitation directe dans les séries anciennes

aussi que la chimie des carbonates par exemple, dépend de perturbations d'un équilibre bien établi et qu'au bout d'un certain temps, voisin de la durée des cycles des éléments en question, l'équilibre initial devrait être retrouvé.

D'autres auteurs contestent ce point de vue et montrent au contraire l'évolution de la composition initiale et de la masse des divers sédiments au cours du temps (Ronov, 1967; Nicholls, 1965) ou décrivent un modèle cinétique pour la composition de l'eau de mer qui n'exclut pas les changements (Broecker, 1971). Il existe de plus un cas où l'incorporation de cations coprécipitants peut varier : c'est celui d'une précipitation biologique

Source : MNHN, Paris

où le coefficient de partage dépend principalement de l'espèce qui extrait les cations de l'eau de mer (Lowenstam, 1974).

En ce qui concerne l'évolution du rapport $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++}$ de l'eau de mer, on peut envisager une hypothèse liée à l'évolution du plancton extrayant le $CaCO_3$. A partir du Jurassique et surtout au Crétacé, le développement des foraminifères pélagiques et des Coccolithophoridés précipitant de la calcite non magnésienne peut provoquer, étant donnée la place prépondérante de ce processus dans le cycle du calcaire (p. 23-27), un enrichissement relatif de l'océan en Mg^{++}. Dans le même temps, si on se réfère aux divers modes d'extraction du Mg^{++} envisagés par Drewer (1974), existant réellement dans le milieu marin tels qu'en témoignent les sédiments, force est de constater une diminution de la fixation du Mg^{++} dans les minéraux - la dolomitisation décroît (Chilingar, 1956), les silicates magnésiens néogénétiques de type palygorskite disparaissent (Frohlich, 1979) - sans qu'une incorporation nouvelle semble la compenser. Tous ces mécanismes vont dans le sens d'un enrichissement relatif en Mg^{++} de l'eau de mer par rapport au Ca^{++} et ont permis, à un moment encore mal précisé, au cours du Tertiaire, de supprimer progressivement la précipitation directe de la calcite sur les plateformes et les milieux peu profonds, pour ne laisser subsister que celle de l'aragonite.

CONCLUSION

La part a été faite des différentes origines des particules aragonitiques constituant l'essentiel des sédiments calcaires actuels en milieu peu profond subtropical.

Dans les cortex oolithiques, les boues et les pellets des lagunes et des milieux contigus aux oolithes, leur provenance comme terme ultime de l'abrasion de tests ou comme «aiguilles» libérées par des algues est exclue. Elles sont le résultat d'une précipitation directe où la matière issue des Algues ou des Bactéries joue très probablement un rôle - au moins dans la genèse des structures «cryptocristallines» nanogrenues -.

A ce propos, en accord avec la plupart des travaux récents qui considèrent que le rôle des Algues - Algues bleues essentiellement - est limité à fournir des substances organiques ou minérales, on a pu faire le point sur les rôles successifs ou simultanés de ces matériels :

- La matière organique soluble ou insoluble (mucus par exemple) mais sans structure algaire reconnaissable (Frishman) joue à plusieurs titres : a) support de la phase carbonatée; b) formant des complexes ou des sels avec les ions Ca^{++} (Rendleman, Berner) et favorisant la nucléation lors de la libération de ce Ca^{++} (Trichet); c) impuretés favorisant en plus la nucléation hétérogène; d) enveloppe consolidant les structures aragonitiques peu cohérentes.

- Les Bactéries, toujours présentes (Dangeard, Lalou, Debyser, Kinsman) interviennent très probablement dans la genèse de l'aragonite, au moment de la décomposition de la matière organique (Trichet) - oxydation et attaque des sucres, liquéfaction des protéines (Debyser) - ou concentrant elles-mêmes Ca^{++} et Mg^{++} et les libérant ensuite dans le milieu (Greenfield, Carrol et al.), mais ne servent pas directement de nucleus puisque les particules aragonitiques ont une taille soit inférieure soit de l'ordre de celle des Bactéries (Sisler, *in* Cloud).

- Le Mg^{++} libéré par ces Algues, ou introduit dans le milieu lors de la lyse du tissu algaire ou celle des Bactéries, formant également des complexes - avec les anions carbonates ou bicarbonates - favorise aussi la nucléation de $CaCO_3$ puis la croissance de l'aragonite en inhibant celle de la calcite (Lippmann).

Les mécanismes de cristallogenèse des nanocristaux allongés dont la morphologie et la taille relativement constantes intriguent les sédimentologistes ont été esquissés (cf. p. 270-271).

L'existence ou non de support à la précipitation, la taille et par voie de conséquence la mobilité ou la stabilité de ce support, l'agitation de l'eau, conditionnent la formation de boues ou de pellets ou d'oolithes ou d'encroûtements ou de ciments. L'activité biologique est à l'origine directe de certains pellets allongés, de l'accrétion initiale de grains en grapestones (fixation par des foraminifères ou des algues, collage par mucus, etc...). Pour les oolithes tangentielles, les conditions supplémentaires et propres à leur milieu de formation semblent l'alternance de rides et de dépressions sous 0 à 4 m d'eau qui entraîne une alternance d'agitation de l'eau relativement plus faible

Source : MNHN, Paris

et plus forte et la présence d'un système de vagues et de courant bidirectionnels tendant à faire passer les oolithes d'une dépression à une ride, c'est-à-dire d'une période de repos et de croissance à une période d'agitation, de tassement et d'usure des particules aragonitiques et ainsi de suite.

La mise en évidence de la nature calcitique initiale d'oolithes radiaires dans le Jurassique du Bassin de Paris, relance le débat soulevé par Sorby sur la minéralogie originelle des calcaires de précipitation directe dans les séries anciennes. Sans préjuger de l'existence d'autres périodes antérieures au Jurassique où l'aragonite a pu précipiter, un changement de minéralogie initiale des oolithes et des micrites de milieux contigus est à envisager entre le Crétacé Supérieur et le Pliocène supérieur. Comme la variété polymorphique du calcaire précipitant dépend du rapport $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++}$ de la solution, cela signifierait que ce rapport a changé dans le milieu marin au moins une fois, au cours du Tertiaire.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CONCLUSION GÉNÉRALE

I. - SÉDIMENTOLOGIE COMPARÉE DES CALCAIRES ACTUELS EN MILIEUX PEU PROFONDS SUBTROPICAUX

1) Le problème de l'origine des sédiments aragonitiques.

Il est des sédiments dont la nature reconnue par observation directe permet d'établir immédiatement l'origine. Bien que tous les problèmes concernant leur mise en place et leur évolution n'en soient pas pour autant résolus, c'est le cas des sédiments océaniques calcaires, essentiellement constitués par des tests de Foraminifères pélagiques et d'algues planctoniques (Coccolithophoridées); par leur importance relative et leur composition, ils témoignent en même temps que le mécanisme prédominant de l'extraction du calcaire dans l'océan mondial actuel - et depuis au moins le Crétacé - est celui de la précipitation de calcite non (ou très faiblement) magnésienne par des organismes pélagiques. De même il est évident que des sédiments moins profonds, surtout récifaux ou côtiers, sont riches en débris bioclastiques : la part de l'extraction du calcaire à attribuer aux organismes benthiques, végétaux et animaux, précipitant des «squelettes» soit d'aragonite soit de calcites à teneurs variées en magnésium, peut être évaluée à 6 - 8 %; il reste à comprendre leur désagrégation en sables fins, voire en boues.

Mais de tous les calcaires qui se déposent actuellement sur les fonds des mers, les moins explicites sont des sédiments de milieux peu profonds subtropicaux : boues, pellets, oolithes étroitement associés à des agrégats (ou grapestones), des encroûtements (depuis des grains cortiqués jusqu'à des croûtes «à plat»), des ciments de grès de plages; parce que l'aragonite y est la phase minérale largement dominante - de 50 à près de 100 % des carbonates -, parce que l'accent a été mis sur la minéralogie, tant par les méthodes que sur le fond, on les a appelés ici «sédiments aragonitiques». Observées au microscope électronique, les «aiguilles» sédimentaires qui en sont les éléments les plus connus, ressemblent à celles des algues aragonitiques, à celles de tests en calcite magnésienne de foraminifères benthiques, à celles aussi précipitées directement au cours d'expériences; on ne peut donc espérer en déterminer les origines dans les boues, les pellets, les oolithes, les grapestones par l'examen de leurs formes. Le débat à ce propos est d'abord centré sur cette alternative : ou bien elles proviennent de la désagrégation d'un matériel préexistant (biodétritique, algaire en particulier, comme cela est généralement admis) ou bien elles sont le résultat d'une précipitation dite directe comme celle évidente des ciments et des encroûtements.

Ces questions, et par ailleurs les conditions de sursaturation, se posant toujours quel que soit le sédiment, les mêmes interrogations sur la nature minéralogique (pourquoi sont-elles en aragonite et non en calcite?) et surtout des observations, ici, sur leur homologie dans différents sédiments passant latéralement et rapidement d'un faciès à un autre, ont conduit à distinguer deux problèmes : celui de la genèse des particules élémentaires d'aragonite et celui de la genèse de chaque sédiment particulier.

Source : MNHN, Paris

2) Grands traits de la méthode et liste des principaux résultats.

Afin de différencier chaque source d'aragonite sédimentaire, le souci a été constant de comparer les nanostructures et les caractéristiques chimiques et minéralogiques des oolithes et des dépôts associés d'une part, des tests d'organismes et d'algues d'autre part. La comparaison des caractères des milieux et l'intégration des données aux échelles successives jusqu'à celle de l'environnement ont permis de préciser les facteurs et d'envisager les mécanismes supplémentaires de la formation d'une structure ou d'un dépôt plutôt que d'autres.

Cette étude a nécessité, outre divers modes d'observation directe, l'apport des techniques et des données de la minéralogie, de la géochimie, de la cristallographie; elle a fait appel également aux connaissances de spécialistes extérieurs à la géologie : botanistes (algologues), chimistes fondamentalistes, informaticiens. Les exigences progressivement apparues, ont dicté ici des choix inhabituels dans l'étude des calcaires actuels (cristallographie par diffraction électronique par exemple).

Les résultats les plus marquants sont les suivants :

- Il n'existe qu'un petit nombre de formes des particules aragonitiques et leurs assemblages différents constituent les dépôts variés (p. 273-275); la structure nanogrenue est à mettre en relation principalement avec la présence de matière organique (cf. p. 49 et suivantes).
- Dans le Golfe Persique ont été trouvées des oolithes à structure initiale aragonitique radiaire (p. 69); en même temps, une grande variété de milieux oolithiques et l'importance des oolithes de lagunes sont mises en évidence (p. 66 et suivantes).
- Il a été découvert des travertins et des calcins marins, des dépôts marins laminés directement solides, colonisés éventuellement par une microflore perforante, et présentant une convergence avec les stromatolithes et les oncolithes (p. 104-109, 115).
- La structure des cortex oolithiques a été mise en évidence sur des blocs importants et sur de grandes surfaces (p. 100-102, 114).
- L'association grains cortiqués - encroûtements étendus (avec tous les intermédiaires) apparaît générale dans les dépôts de milieux variés et quelle que soit la minéralogie (p. 117, 125).
- L'aragonite biogène a été distinguée de celle de précipitation directe (p. 42, 43, 145, 190-196).
- La diffraction électronique a fourni des informations inattendues sur les caractères cristallographiques des particules aragonitiques (p. 237-242).
- Il a été mis en évidence des oolithes et des micrites initialement calcitiques, dans des formations anciennes antérieures au Tertiaire (p. 87-89, p. 283).

De ces faits bruts on a déduit avec une très forte probabilité :

- la structure cristalline de l'aragonite sédimentaire et l'existence de domaines strontiques ordonnés et limités (p. 237-240, 242-247),
- l'explication de la biréfringence anormalement faible des oolithes (chap. VII),
- le faible rôle des algues dans la genèse de ces sédiments, la restriction de ce rôle par rapport à l'idée admise, et une première estimation de la part de la précipitation directe (p. 286-287),
- le rôle de la matière organique dans la nucléation et la croissance cristalline (p. 267-268, 270) et, à titre de confirmation, le rôle des organismes perforants (p. 78, 281-282).
- les conditions de formation des oolithes (p. 58-60) et l'abandon du mécanisme de leur genèse selon le modèle de la boule de neige (p. 276-280),
- le rôle des supports, du mouvement des supports ou du mouvement de l'eau par rapport au support (p. 280-281),
- les limites de l'utilisation des oolithes dans la reconstitution de leurs paléoenvironnements (p. 73-75).

Mais d'autres problèmes sont soulevés : la structure cristallochimique de l'aragonite suggère un nouveau modèle de partage des ions coprécipitants, le début (ou des époques géologiques) de la précipitation d'aragonite marine sont à rechercher, l'hypothèse de l'évolution chimique possible du milieu marin s'écarte quelque peu d'un Uniformitarisme étroit.

Source : MNHN, Paris

II. - DISTINCTION ENTRE L'ARAGONITE BIOGENE ET L'ARAGONITE DE PRÉCIPITATION DIRECTE

1) Un petit nombre de formes de particules communes à la plupart des dépôts.

En plus de la morphologie «en aiguille» et de celle en microcristaux plus grands, tels ceux des ciments, qui étaient les seules connues, il est mis en évidence l'existence de nanograins. On a ainsi montré :

- des nanograins subsphériques, anhédraux de 0,1-0,6μm polycristallins; le plus souvent au sein ou au contact de la matière organique, ils sont présents dans les oolithes, les tapis algaires, les laminites algo-sédimentaires, les agrégats, les tests d'algues aragonitiques:
- des «aiguilles» généralement émoussées, subhédrales, de 1 à 4μm sur 0,1-0,4μm, soit microcristallines, soit nanomâclées; elles constituent l'essentiel des boues et des pellets dans les lagunes du Golfe Persique, sur le Grand Banc des Bahamas, etc., la plupart des cortex oolithiques, des agrégats, des encroûtements, une partie des tests algaires;
- des microcristaux de la dizaine à quelques dizaines de μm, le plus souvent euhédraux, bien connus dans les ciments et montrés ici dans les oolithes radiaires et des encroûtements;
- plus rarement, des lamelles de quelques dixièmes de μm d'épaisseur et de quelques μm à quelques dizaines de μm dans les autres dimensions; elles sont présentes surtout dans des encroûtements, la pélagosite en particulier.

Les formes des particules constituant tous les sédiments en question sont donc en petit nombre; les variations observées proviennent davantage de leur tassement et des orientations diverses par rapport à un support éventuel; on dénombre au total une douzaine de nanostructures; chaque dépôt, en général, ne possède pas une nanostructure unique mais en partage avec les autres une petite série.

2) Proportions des formes de particules des sédiments distinctes de celles des algues.

Les différences apparaissant à l'observation directe (au MEB) entre les boues, les pellets, les oolithes d'une part et les tests d'algues d'autre part, résident surtout dans les proportions des morphologies présentes.

Dans les algues Codiacées (*Penicillus, Rhipocephalus*), principalement citées comme source d'aragonite sédimentaire, les manchons aragonitiques autour des filaments du capitule ont une structure nanogrenue; la proportion des «aiguilles» par rapport au test total n'est que de 25 à 40 %, la même que celle des boues de Baie de Floride étudiées, mais tout à fait différente de la proportion de 90 % observée dans les boues et pellets de lagunes du Golfe Persique (d'où ces algues sont d'ailleurs absentes), et surtout différente de celle, également de 90 %, constatée dans la plupart des sédiments bahamiens et dans toutes les oolithes.

3) Distinction des origines par le rapport $^{m}Sr/^{m}Mg$ de l'aragonite.

Parallèlement à la distinction opérée par observation directe au MEB, une différence est mise en évidence par analyse chimique. L'outil que représente le dosage du strontium et du magnésium a été perfectionné, en s'en tenant au principe de la nécessaire attribution des teneurs à leurs minéraux porteurs et au prix d'une séparation complexe des phases, d'un grand nombre d'analyses et de leur traitement statistique. On utilise finalement le rapport atomique $^{m}Sr/^{m}Mg$ de l'aragonite; dans l'aragonite des tests algaires et de tous les organismes en général, ce rapport est inférieur à 2 et diffère de manière significative de celui de l'aragonite sédimentaire, supérieur à 4 (sauf celle de boues de la Baie de Floride et de certains points du Grand Banc des Bahamas).

Source : MNHN, Paris

III. - ORIGINE DES DIVERS SÉDIMENTS ARAGONITIQUES DE MILIEUX PEU PROFONDS, HORS DES RÉCIFS. RESTRICTION DE LA PLACE GÉNÉRALEMENT ACCORDÉE AUX ALGUES; PART DE LA PRÉCIPITATION DIRECTE.

1) Origine des sédiments dans le Golfe Persique.

Dans le S-E du Golfe Persique, c'est la précipitation directe qui est à l'origine de l'aragonite des boues et des pellets des lagunes, des oolithes en général, de la plupart des boues et des pellets de milieux latéraux aux oolithes (et plus profonds : – 5 à – 20 m) et, évidemment, des encroûtements (pélagosite, travertins marins, coniatolithes), des ciments d'agrégats et de grès de plage.

Dans le centre du Golfe Persique, la reconnaissance directe (mais limitée) des grains du sédiment et des nanostuctures de débris, nécessairement complétée par la mesure des teneurs en Sr^{++} de l'aragonite, permet d'estimer l'origine des boues et de la fraction boueuse des sédiments : ce qui revient à la précipitation directe n'excède pas 10 %, les Lamellibranches et les Ptéropodes ont une contribution importante, au moins égale aux débris de coraux; d'après les datations de tests et d'oolithes par le carbone 14, l'essentiel de cette aragonite (en dehors des Ptéropodes) est probablement relique.

2) Restriction de la place généralement accordée aux algues et part de la précipitation directe.

Contrairement à ce qui était prétendu par la plupart des auteurs, les algues aragonitiques ne sont pas à l'origine des particules des cortex oolithiques et des sédiments contigus aux oolithes - boues, pellets et agrégats -. Pour le moins, **leur rôle comme source sédimentaire a été très exagéré, voire attribué par erreur** en ce qui concerne les oolithes et la plupart des sédiments des Bahamas. La précipitation directe, comme pour la totalité de ces sédiments dans le Sud du Golfe Persique, est à l'origine de toutes les oolithes et de la plupart des boues et pellets des Bahamas. La source algaire se limiterait à la genèse des boues en Baie de Floride (mais probablement pas toutes!) et en général ponctuellement où les Codiacées, les *Halimeda* sont signalées en populations denses et vivaces, sur le Petit et le Grand Banc des Bahamas ou à Shark Bay (Australie). La présente étude permet d'ajouter à la contribution largement démontrée des Codiacées, celle probable de Rhodophycées (*Liagora*, *Galaxaura*).

Par rapport à l'ensemble du calcaire extrait de l'eau de mer et finalement déposé, **la précipitation d'aragonite est faible** - comme est faible la proportion des sédiments en question - **mais** il faut remarquer que c'est le processus **quantitativement le plus important pour le dépôt des sédiments carbonatés actuels de milieux peu profonds subtropicaux**, hors des récifs proprement dits.

L'aragonite représente près de 85 % du calcaire de ces sédiments, le reste est constitué par des tests ou débris de tests de calcite (le plus souvent magnésienne). **Dans cette part aragonitique;** la fraction de calcaires détritiques est encore mal connue, probablement parce que dans les environnements en question ici elle est très rare et peut, à l'échelle globale, provisoirement être négligée; **la précipitation directe compte pour 75 à 80 %**, l'origine algaire est de l'ordre de 5 %, l'origine bioclastique (autre que celle des algues) représente le complément.

IV. - LA GENESE DES OOLITHES ET DES DÉPOTS ASSOCIÉS (BOUES, PELLETS, GRAPESTONES, ENCROÛTEMENTS, CIMENTS)

1) La précipitation des particules élémentaires. L'apport de l'étude cristallographique de l'aragonite.

Le problème de la précipitation de l'aragonite sédimentaire a été abordé sous 3 aspects :

Source : MNHN, Paris

a) - celui de **la nucléation** ; les divers facteurs ont été passés en revue afin de choisir les plus probables déplaçant finalement l'équilibre des carbonates dans le sens de la précipitation (température, évaporation, photosynthèse, chimie des complexes contrôlée par la matière organique, les algues cyanophycées, les bactéries). C'est à ce stade que semble être incorporé le strontium.

L'indexation des réseaux réciproques obtenus par diffraction électronique sur les «aiguilles» d'aragonite met en évidence des taches supplémentaires indépendantes de la réflexion multiple ou de réseaux multiples appartenant à des cristaux en position de mâcle ou de syntaxie. **Ces taches de surstructures sont interprétées comme le résultat d'une substitution ordonnée, celle du strontium étant là plus probable.** Cela conduit à abandonner la notion de solution solide avec substitution au hasard et à considérer **des variétés nouvelles d'aragonite** strontique de maille bien définie et de composition stoechiométrique différente de celle établie à l'échelle d'un grand nombre de cristaux.

La confrontation des rapports $^{m}Sr/^{m}Ca$ de l'aragonite déterminés à partir de l'analyse globale par absorption atomique (valant approximativement 1/100) et des rapports $^{m}Sr/^{m}Ca$ 3 à 100 fois plus grands, calculés pour ces variétés strontiques conduit à admettre **l'existence de domaines strontiques de quelques centaines** d'Å **constituant le nucleus de la plupart des microcristaux**, le reste étant probablement de l'aragonite pure.

L'incorporation du strontium coprécipitant avec l'aragonite à partir d'une solution homogène vers 30° (températures des milieux marins étudiés) **n'est donc pas homogène**. Elle ne répond pas non plus à un gradient de composition allant du nucleus vers l'extérieur, prévu dans la théorie de la coprécipitation; comme une telle distribution était l'hypothèse de Kinsman et Holland (1969) utilisant par conséquent l'équation de Doerner-Hoskins qui la décrit pour calculer le coefficient de partage K^{Δ}_{Sr} de leur aragonite expérimentale, cela pourrait expliquer la dispersion anormale des valeurs de ce coefficient de partage aux alentours de 30°.

b) - **celui de l'apparition de la variété polymorphique** - ici l'aragonite et non la calcite - : chimistes et minéralogistes sont d'accord pour affirmer que **la teneur en Mg^{++} de la solution**, exprimée au mieux par le rapport $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++}$, **contrôle l'apparition de l'aragonite**; (on a pu le vérifier en constatant que la libération ponctuelle de Mg^{++} par des Cyanophycées permettait, en eau douce initialement peu magnésienne, la précipitation d'aragonite); la précipitation de calcite est complètement supprimée dès que le rapport $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++}$ dépasse une certaine valeur : 2,2 à 3,5 selon les auteurs, seuil largement franchi dans le milieu marin.

L'explication la plus probable du rôle du Mg^{++} **inhibant le développement de la calcite** est due à Lipmann (1960, 1968), et fondée sur le fait que le déshydratation du Mg^{++} demande plus d'énergie que pour celle du Ca^{++} et du Sr^{++}. S'incorporant dès le début de la nucléation dans le réseau rhomboédrique (et non dans le réseau orthorhombique à cause de leur taille), les ions hydratés de Mg^{++} forment une couche à la surface des germes de calcite. L'énergie du système à la température voisine de 30° permettrait alors la déshydratation des Ca^{++} et des Sr^{++} et non des Mg^{++}. Seuls, vont donc se développer les germes d'aragonite, à plus forte raison les germes d'aragonite strontique mis en évidence au cours de cette étude, tandis que ceux de calcite dont la surface est comme «empoisonnée» par des ions semi-hydratés, ont leur croissance bloquée.

c) - Celui de **la croissance cristalline**, expliquant par exemple la différence entre les nanograins et les «aiguilles» ainsi que la taille relativement constante de ces particules (p. 270). **La morphologie en nanograins semble dépendre de concentrations en impuretés ou de degrés de dépassement plus grands que pour les «aiguilles»**. Par impuretés, il faut considérer surtout le matériel soit organique (soluble ou insoluble) soit minéral (Mg^{++} en particulier) libéré par les algues et les bactéries, de leur vivant ou au cours de leur lyse. Il apparaît très probable que les «aiguilles» sont le résultat final d'une précipitation où jouent davantage les facteurs physiques du milieu (la vie n'intervenant qu'indirectement avec la photosynthèse ou la respiration par exemple).

2) Les facteurs et les mécanismes supplémentaires propres à la genèse de tel ou tel sédiment.

Si les mécanismes invoqués de la nucléation, de l'apparition de la variété polymorphique, de la croissance cristalline des particules élémentaires d'aragonite peuvent expliquer, en les multipliant par des milliards de fois, la masse des calcaires actuels des milieux peu profonds subtropicaux, cette démarche réductionniste ne suffit pas pour comprendre la genèse d'un sédiment plutôt que d'un autre.

Source : MNHN, Paris

a) En l'absence de support, c'est toujours la morphologie «en aiguilles» plus ou moins émoussées qui apparaît et l'absence de support - autre que les particules déjà existantes pouvant servir en tant que telle aux nucléations hétérogènes - conduit évidemment aux boues.

Dans les mêmes milieux de lagunes, ou dans des milieux latéraux aux oolithes et plus profonds, l'accrétion en pellets à partir des boues résulte de plusieurs processus déjà connus (pelotes fécales, pelotes buccales, origine hydrodynamique) donnant une convergence avec la micritisation de débris bioclastiques. Pour le plus grand nombre des pellets subsphériques du Golfe Persique, aucun organisme qui puisse les fabriquer n'a été identifié. La genèse d'«aiguilles» *in situ* dans les espaces du feutrage initial à la surface ou au sein de pellets mous conduit à la formation de pellets durcis et le passage latéral «boue - pellets mous - pellets durcis - oolithes superficielles» suggère l'action de facteurs hydrodynamiques, même faibles. Mais la fragmentation initiale de la boue, donnant les pellets mous, reste conjecturale.

b) Dans les environnements où l'eau est peu agitée dans l'ensemble, des grains de sable calcaire peuvent être agglutinés par des foraminifères, des algues, un mucus, puis être affectés par une micritisation de bords de grains et une cimentation soit nanogrenue soit «en aiguille» : ce sont les mécanismes majeurs propres à la formation des agrégats (= grapestones).

c) La genèse de la structure particulière des oolithes semble soumise à l'existence d'un support («œur» ou «nucleus») et à des facteurs propres du milieu :

- profondeur très faible (en accord avec tous les auteurs) : de 0 à 5 m, voire de 0 à 2 m dans certains cas,
- brusque remontée du fond formant talus au front des formations oolithiques,
- alternance de dépressions et de rides entraînant une alternance d'agitation de l'eau relativement plus faible et plus forte,
- système de vagues et de courants de directions opposées tendant à faire passer les oolithes d'une ride à une dépression et ainsi de suite, tout en les retenant en même temps dans ce milieu.

La relation entre la variation de la nanostructure de la dernière couche corticale et les variations des caractéristiques du milieu (dépression, ride, agitation faible ou forte de l'eau) permet de proposer le mécanisme le plus probable de l'oolithisation :

- Les particules élémentaires aragonitiques croissent *in situ* à la surface du nucleus ou du cortex mais ne sont pas amassées à la manière d'une boule de neige.
- Leur genèse, avec une orientation initiale radiaire ou surtout quelconque, aurait lieu principalement dans les dépressions protégées entre les rides.
- Les nanocristaux seraient secondairement aplatis et surtout tassés, prenant de ce fait une orientation statistiquement tangentielle quand l'oolithe est transportée dans un milieu plus «agité», sur une ride adjacente ou une plage; et ainsi de suite.
- La structure radiaire des oolithes de lagune ou d'autre milieu bien protégé est conservée et développée; le dépôt sur le cortex est comparable au ciment des grès de plage mais il suffit de rares mouvements peu importants de l'eau pour provoquer le déplacement des oolithes et empêcher leur cimentation. Ces oolithes d'eau calme, de morphologie épousant le plus souvent celle du nucleus, peuvent atteindre plusieurs millimètres, voire un centimètre, du fait qu'elles ne sont pas usées et polies comme les oolithes tangentielles d'environnements plus agités.

d) La précipitation peut aussi se produire sur un support stable, très étendu, et former des encroûtements ayant une structure voisine de celle des oolithes. Tous les intermédiaires existent depuis les oolithes et divers grains cortiqués jusqu'aux encroûtements «à plat».

L'alternance de précipitation, d'érosion biologique et chimique, et de nouvelles précipitations, conduit à des dépôts présentant une ressemblance avec les stromatolithes mais initialement «indurés» et à l'ordonnancement laminé progressivement détruit.

Telle est l'interprétation de la genèse des particules aragonitiques puis de leur agencement sous l'action de facteurs supplémentaires pour former, non pas des boues, mais des pellets, des oolithes, des ciments, des agrégats, des encroûtements.

Source : MNHN, Paris

V. - LIMITE DE L'ACTUALISME ET APERÇU D'UNE HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA SÉDIMENTATION ARAGONITIQUE

1) Utilisation des oolithes et leur limite dans la reconstitution des paléoenvironnements.

L'inventaire des milieux oolithiques actuels dans le Golfe Persique montre leur variété, et l'importance des oolithes de lagune remet en question l'utilisation systématique des oolithes comme indice de «milieu agité». Les oolithes ne sont pas non plus limitées à leur seul milieu de formation : des oolithes reliques sont mises en évidence à des profondeurs de 80 à 100 m; d'autres, récentes, sont trouvées sur les îles ou sur le continent dans le désert, à plusieurs kilomètres du rivage. Leur répartition plus large, qui peut s'expliquer en termes de transgression durant l'Holocène et de transport intense actuel, restreint l'utilisation des oolithes, prises isolément, dans la reconstitution de leurs paléomilieux. Ce n'est pas la moindre des leçons de l'Actualisme que de livrer des «clés» au géologue pour interpréter les séries du passé, tout en l'invitant à la prudence dans leur utilisation. Mais en contrepartie les mêmes arguments limitant ici l'utilisation des oolithes en terme de «milieu très peu profond agité», fournissent une explication possible de l'extension des vastes formations anciennes; elles pourraient être diachrones et résulter soit du déplacement des conditions de l'oolithisation, soit d'un transport quelconque, soit de leurs effets conjugués et pourraient finalement ne pas refléter les dimensions des environnements générateurs d'oolithes plus restreints à tout moment.

2) Evolution non diagénétique de la minéralogie de dépôt des calcaires non biogènes au cours des temps géologiques et ses conséquences (cf. p. 87-89, 282-284).

Comme le montrent les résultats nouveaux apportés ici sur la nature calcitique initiale d'oolithes et de micrites anciennes (Jurassique), **la sédimentation calcaire de marges et de plates-formes sous climat subtropical n'a pas toujours été aragonitique** et il convient d'en rechercher le début (entre le Crétacé supérieur et le Pléistocène inférieur) ou, antérieurement, la périodicité selon des cycles encore inconnus. Les considérations habituelles sur la diagenèse concernant la transformation aragonite-calcite seraient à revoir en termes de transformation calcite-calcite. Mais surtout, comme la nature minéralogique du calcaire de précipitation directe dépend de la composition chimique de la solution, en particulier du rapport $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++}$, **la recherche de la minéralogie initiale dans les calcaires anciens (oolithiques et micritiques) devient un outil permettant de suivre l'évolution du milieu marin.** Comme première application, il est proposé à titre d'hypothèse que le rapport $^{m}Mg^{++}/^{m}Ca^{++}$ aurait changé dans le milieu marin, au moins une fois, au cours du Tertiaire. Ceci résulterait de l'action convergente des deux phénomènes suivants :

- 1. Au cours du Jurassique et surtout du Crétacé, des organismes pélagiques précipitant de la calcite non magnésienne se sont développés : étant donnée la place prépondérante de ce processus dans le cycle du calcaire, il en est résulté un enrichissement relatif en magnésium de l'eau de mer;

- 2. en même temps, rien ne semble fixer le magnésium : au contraire, son incorporation dans les minéraux diminue comme en témoignent la décroissance de la dolomitisation (Chilingar, 1956) et la disparition (au Néogène) des silicates magnésiens de type palygorskite dans les sédiments océaniques (Frohlich, 1979).

Dans un milieu marin devenant donc de plus en plus magnésien, la précipitation directe de calcite aurait été progressivement supprimée sur les plates-formes et les milieux peu profonds pour ne laisser subsister, à un moment encore mal daté du Tertiaire, que celle de l'aragonite.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

RÉFÉRENCES CITÉES

ABBOTT I.A. (1945) – Genus *Liagora* in Hawaï : *Liagora papenfussii*, n.s. *Bernice P. Bishop Museum, Occasional Papers*, vol. 10, p. 166-168.

ABBOTT I.A. (1962) – Some *Liagora* inhabiting species of *Acrochaetium*. *Bernice P. Bishop Museum, Occasional Papers*, vol. 18, p. 145-169, fig. 1-16.

ABBOTT I.A. (1966) – Observations on *Liagoraphila endophytica*, a rare species in the Acrochaetiaceae (Rhodophyceae). *Journ. of Phycol.*, vol. 2, p. 147-150, fig. 1-3.

AÏSSAOUI D.M. (1979) – Les séries carbonatées du Jurassique supérieur des Aurès-Hodna (Algérie). Sédimentogenèse et diagenèse syn-sédimentaire. Thèse inédite, Paris, Université P. et M. Curie, 351 p.

ALEXANDERSSON T. (1972) – Intragranular growth of marine aragonite and Mg-Calcite : evidence of precipitation from supersaturated seawater. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 42, p. 441-460.

ALEXANDERSSON T. (1974) – Carbonate cementation in coralline algal nodules in the Skagerak North Sea : biochemical precipitation in undersaturated waters. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 44, p. 7-26.

ASSERETO R. et FOLK R.L. (1976) – Brick like texture and radial rays in Triassic pisolites of Lombardy, Italy : a clue to distinguish ancient aragonitic pisolites. *Sedimentary Geology*, vol. 16, p. 205-222.

BAKER G. et FROSTICK A.C. (1951) – Pisolites, ooliths and calcareous growths in limestone caves at Port Campbell, Victoria, Australia. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 21, p. 85-104.

BATHURST R.G.C. (1964) – The replacement of aragonite by calcite in the Molluscan shell wall. *In* : Approaches to paleoecology. J. Imbrie and N. Newell Eds, New York, John Wiley, p. 357-376.

BATHURST R.G.C. (1966) – Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Liverpool and Manchester Geol. Journ.*, n° 5, p. 25-32.

BATHURST R.G.C. (1967) – Oolithic films on low energy carbonate sand grains, Bimini lagoon, Bahamas. *Marine Geology*, vol. 5, p. 89-109.

BATHURST R.G.C. (1967) – Subtidal gelatinous mat, sand stabilizer and food, great Bahama Bank. *Journ. of Geol.*, vol. 75, p. 736-738.

BATHURST R.G.C. (1968) – Precipitation of Ooids and others Aragonite Fabrics in Warm Seas. *In* : Recent developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. G. Müller et G.M. Friedman Eds., Heidelberg, Springer, p. 1-10.

BATHURST R.G.C. (1971 - 1975 2ème ed.) – Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology 12. Amsterdam, London, New York, Elsevier Publ. Cº, 658 p.

BAUSCH W.M. (1968) – Outlines of Distribution of Strontium in Marine Limestones. *In* : Recent developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. G. Müller et G.M. Friedman Eds., Heidelberg, Springer. p. 106-115.

BELLINI (1909) – *In* : Fairbridge R.W., 1957.

BERNER R.A. (1966) – Diagenesis of carbonate sediments : interaction of magnesium in sea water with mineral grains. *Science*, vol. 153, p. 188-191.

BERNER R.A. (1968) – Calcium carbonate concretions formed by the decomposition of organic matter. *Science*, n° 159, p. 195-197.

BIENFAIT M., BOISTELLE R. et KERN R. (1963) – Morphodromes de NaCl en présence des ions ferri- et ferrocyanure. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 256, D, p. 2189-2192.

BIGNOT G. (1977) – L'observation des tissus organiques minéralisés au MEB : 4. Les thalles calcifiés de quelques algues marines, vivantes et fossiles. *Trav. Lab. Micropal.*, (Univ. P. et M. Curie), n° 7, p. 121-160.

BISCHOFF J.L. (1968) – Catalysis, inhibition, and the Calcite-Aragonite problem. II - The Vaterite Aragonite transformation. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 266, p. 80-90.

BISCHOFF J.L. (1968) – Kinetics of calcite nucleation : magnesium ion inhibition and ionic strength catalysis. *Journ. Geophys. Research*, vol. 73, p. 3315-3322.

BISCHOFF J.L. and FYFF W.S. (1968) – Catalysis, inhibition and the Calcite-Aragonite problem. I. - The Aragonite-Calcite transformation. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 266, p. 65-79.

BLACK M. (1933) – The precipitation of calcium carbonate on the great Bahama Bank. *Geol. Magazine*, n° 70, p. 455-466.

BÖHM L., FÜTTERER D. et KAMINSKI A. (1978) – Algal calcification in some Codiaceae (Chlorophyta) : Ultrastructure and location of skeletal deposits. *Journ. of Phycol.*, vol. 14, p. 486-493.

Source : MNHN, Paris

BÖHM L., FÜTTERRER D. et KAMINSKI A. (1978) – Algal calcification in some Codiaceae (Chlorophyta) : Ultrastructure and location of skeletal deposits. *Journ. of Phycol.*, vol. 14, p. 486-493.

BORDOVSKIY O.K. (1965) – Transformation of organic matter in bottom sediments and its early diagenesis. *Marine Geology*, vol. 3, p. 83-114.

BÖRGESEN F. (1927) – Marine algae from the Canary Islands, especially from Teneriffe and Gran Canaria. III - Rhodophyceae, Part I : Bangiales and Nemalionales. *Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Medd.*, vol. VI, p. 1-97.

BÖRGESEN F. (1942) – Some marine algae from Mauricius. III - Rhodophyceae. Part I : Porphyridiales, Bangiales, Nemalionales. *Kgl. Danske Vidensk. Selsk., Biol. Medd.*, vol. XVII, n° 5.

BOROWITZKA M.A., LARKUM A.W.D. and NOCKOLDS C.E. (1974) – A scanning electron microscope study of the structure and organisation of the calcium carbonate deposits of algae. *Phycologia*, vol. 13, p. 195-203.

BOROWITZKA M.A. et LARKUM A.W.D. (1976) – Calcification in the green alga Halimeda. II - The exchange of Ca^{++} and the occurence of age gradients in calcification and photosynthesis. *Journ. Exp. Bot.*, vol. 27, p. 864-878.

BOROWITZKA M.A. et LARKUM A.W.D. (1976) – Calcification in the green alga Halimeda. III - The source of inorganic carbon for photosynthesis and calcification and a model of the mechanism of calcification. *Journ. Exp. Bot.*, vol. 27, p. 879-893.

BOROWITZKA M.A. et LARKUM A.W.D. (1977) – Calcification in the green alga Halimeda. I - An ultrastructural study of thallus development. *Journ. of Phycol.*, vol. 13, p. 6-16.

BOSELLINI A. et GINSBURG R.N. (1971) – Form and internal structure of recent algal nodules (Rhodolites) from Bermuda. *Journ. of Geol.*, vol. 79, p. 669-682.

BOURROUILH-LE JAN F. (1978) – Rôle des ouragans et des cyclones tropicaux sur la sédimentation carbonatée : la plaine d'estran de l'ouest d'Andros, Bahamas. Interférences de la climatologie, de l'hydrologie et de la diagenèse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 287, D, p. 907-910.

BOYER B.W. (1972) – Grain accretion and related phenomena in unconsolidated surface sediments of the Florida Reef tract. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 42, p. 205-210.

BRAGG W.L. (1924) – The structure of aragonite. *Proc. Roy. Soc. London*, n° 105, p. 16-37.

BRAGG W.L. et CLARINGBULL G.F. (1965) – Crystal structures of minerals. London, Bell., chap. VII, p. 127-134.

BRAMLETTE M.N. et MARTINI E. (1969) – The great change in calcareous nanoplancton fossils between the Maestrichtian and Danian. *Micropaleontology*, vol. 10, p. 291-322.

BRENNEKE J.C. et SANDBERG P.A. (1976) – Isotopic evidence bearing on the origin of bahamian oolds. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 60, p. 654-655.

BRICKER O.P. (Ed.) (1971) – Carbonate Cements. Baltimore, Johns Hopkins Press., 376 p.

BROECKER W.S. (1971) – A kinetic model for the chemical composition of sea water. *Quaternary Research*, n° 1, p. 188-207.

BROECKER W.S. (1974) – Chemical oceanography. New York, Harcourt Brace Jovanovich, Inc., 214 p.

BROECKER W.S. et TAKAHASHI T. (1966) – Calcium carbonate precipitation on the Bahama Banks. *Journ. Geophys. Research*, vol. 71, p. 1575-1602.

BUCHBINDER B. et FRIEDMAN G.M. (1970) – Selective dolomitization of micritic envelopes : a possible clue to original mineralogy. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 40, p. 514-517.

BUCHER W.H. (1918) – On oolites and spherulites. *Journ. of Geol.*, vol. 26, p. 593-609.

BUSSON G. et NOËL D. (1972) – Sur la constitution et la genèse de divers sédiments finement feuilletés («laminites») à alternance de calcaire et de matière organique ou argileuse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 274, D, p. 3172-3175.

BUTLER G.P., KROUSE R.H. et MITCHELL R. (1973) – Sulphur-isotope geochemistry of an arid, supratidal evaporite environment, Trucial Coast. *In* : The Persian Gulf. B.H. Purser Ed., Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, p. 453-462.

BUTTERS F.K. (1911) – *Liagora* and *Galaxaura*. Note on the species of *Liagora* and *Galaxaura* of the Central Pacific. *Minn. Bot. Stud.*, vol. 4, p. 161-184, 1 pl.

CAILLEAU P., DRAGONE D., GIROU A., HUMBERT L., JACQUIN C. et ROQUES H. (1977) – Étude expérimentale de la précipitation des carbonates de calcium en présence de l'ion magnésium. *Bull. Soc. fr. Min. Cristal.*, vol. 100, p. 81-88.

CAULET J.P. (1972) – Les sédiments organogènes du précontinent Algérien. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, série C, Sciences de la Terre, t. 25, 289 p.

CAYEUX L. (1931) – Origine secondaire de la structure radiée des oolithes marines anciennes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 193, p. 1369.

CAYEUX L. (1935) – Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Paris, 463 p., 9 fig., 26 pl.

CAYEUX L. (1941) – Causes anciennes et causes actuelles en géologie. Paris, Masson et Cie Ed., 79 p.

CHAVE K.E. (1952) – A solid solution between calcite and dolomite. *Journ. of Geol.*, vol. 60, p. 190-192.

Source : MNHN, Paris

CHAVE K.E. (1954) – Aspects of the biochemistry of magnesium. 2 : calcareous sediments and rocks. *Journ. of Geol.*, vol. 62, p. 587-599.

CHAVE K.E. (1960) – Carbonate skeletons to limestones : problems. *N. Y. Acad. Sci. Trans.*, (2), vol. 23, p. 14-24.

CHAVE K.E. (1962) – Factors influencing the mineralogy of carbonate sediments. *Limnol. Oceanogr.*, vol. 7, p. 218-223.

CHAVE K.E. (1965) – Carbonates : Association with organic matter in surface seawater. *Science*, vol. 148, p. 1723-1724.

CHILINGAR G.V. (1956) – Relationship between Ca/Mg ration and geologic age. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 40, p. 2256-2266.

CLOUD P.E. (1962) – Environment of calcium carbonate deposition West of Andros Island Bahamas. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 350, 138 p., 10 pl.

CLOUD P.E. (1962) – Behaviour of calcium carbonate in sea water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 26, p. 867-884.

CROS P.G. (1979) – Genèse d'oolithes et de grapestones, plate-forme des Bahamas (Joulters Cays, Grand Banc). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 3, p. 63-139.

DAL NEGRO et UNGARETTI L. (1971) – Refinement of the crystal structure of aragonite. *Amer. Mineralogist*, vol. 56, p. 768-772.

DALY R.A. (1907) – The limeless ocean of Precambrian time. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 23, p. 93-115.

DANA E.S. (1892 - 1951 2ème éd.) – The system of mineralogy. Réédité par C. Palache, H. Berman et C. Frondel, New York, J. Wiley, vol. II, p. 182-193.

DANGEARD L. (1930) – Foraminifères enveloppant des oolithes et des pisolithes. *Bull. Soc. Géol. France*, (4), t. XXX, p. 173.

DANGEARD L. (1936) Étude des calcaires par coloration et décalcification. Application à l'étude des calcaires oolithiques. *Bull. Soc. Géol. France*, (5), t. VI, p. 237-245.

DARWIN C. (1839 - trad. 1875) – Voyage d'un naturaliste autour du monde fait à bord du navire *Le Beagle* de 1831 à 1836. Trad. E. Barbier de la 3ème édition, 1860. Paris, Reinwald et Cie, 552 p.

DARWIN C. (1844 - trad. 1902) – Geologic observations on volcanic islands. Trad. A.F. Renard : Observations géologiques sur les îles volcaniques explorées par l'expédition du « Beagle ». Paris, Schleicher frères, 218 p., 14 fig., 9 pl.

DAVIES G.R. (1970) – Carbonate bank sedimentation, Eastern Shark Bay, Western Australia. In : Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia. B. Logan *et al.* Eds. *Am. Assoc. Petroleum Geologists. Mem.* 13, p. 85-168.

DAVIES G.R. (1970) – Algal-laminated sediments, Gladstone embayment, Shark Bay, Western Australia. *In* : Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia. B. Logan *et al.* Eds. *Am. Assoc. Petroleum Geologists. Mem.* 13, p. 169-205.

DAVIES P.J., BUBELA B. et FERGUSON J. (1978) – The formation of ooids. *Sedimentology*, vol. 25, p. 703-730.

DAVIES T.T. et HOOPER P.R. (1963) – The determination of the calcite-aragonite ratio in mollusc shells by X-ray diffraction. *Miner. Magazine and Journ. miner. Soc.*, vol. 33, p. 608-612.

DEBYSER J. (1961) – Contribution à l'étude géochimique des vases marines. Paris, Ed. *Technip.*, 249 p.

DEGENS E.T. et ROSS D.A. (1972) – Chronology of the Black Sea over the last 25000 years. *Chemical Geology*, vol. 10, p. 1-16.

DEGROOT K. (1965) – Inorganic precipitation of calcium carbonate from sea-water. *Nature*, n° 207, p. 404-405.

DENIS-CLOCCHIATTI M. (1979) – État actuel de la sédimentation calcaire dans l'océan Indien Austral. Comparaison avec les autres océans et modélisation. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, sér. C, Sciences de la Terre, t. 53, p. 75-117.

DIXON P.S. (1973) – Biology of the Rhodophyta. Edinburg, Oliver and Boyd, 285 p.

DODD J.R. (1966) – Processes of conversion of aragonite to calcite with examples from the Cretaceous of Texas. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 36, p. 733-741.

DONAHUE J. (1969) – Genesis of oolite and pisolite grains : an energy index. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 39, p. 1399-1411.

GOWNIE C. (1967) – The geological history of the microplankton. *Rev. Paleobot. Palynol.*, n° 1, p. 269-281.

DREVER J.I. (1974) – The magnesium problem. *In : The Sea.* Vol. V, Goldberg Ed., New York, J. Wiley and sons Inc., p. 337-357.

DREW G.H. (1914) – On the precipitation of calcium carbonate in the sea by marine bacteria, and on the action of denitrifying bacteria in tropical and temperate seas. *Papers Tortugas Lab., Carnegie Inst. Wash. Publ.*, n° 182, p. 7-45.

DROUBI A.L A. (1976) – Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de simulation. Application aux sols salés du Tchad. *Sciences géologiques.* Mém. 46, 177 p.

DUNHAM R.J. (1962) – Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In* : Classification of carbonate rocks. W.E. HAM Ed. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem.*, 1, p. 108-121.

Source : MNHN, Paris

DUNHAM R.J. (1969) – Vadose pisolite in the capitan reef (Permian), New Mexico and Texas. *In* : Depositional environments in carbonate rocks, a symposium. G.M. Friedman Ed. S.E.P.M., spec. publ. n° 14, p. 182-191.

EARDLEY A.J. (1938) – Sediments of great Salt Lake, Utah. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 22, p. 1305-1411.

EMERY K.O. (1956) – Sediments and water of Persian gulf. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 40, p. 2354-2383.

EMERY K.O., TRACEY J.I. et LADD H.S. (1954) – Geology of Bikini and nearby atolls. *U.S. Geol. Surv. Prof. Papers*, vol. 260-A, p. 1-265.

EMILIANI C. (1955) – Mineralogical and chemical composition of the tests of certain pelagic foraminifera. *Micropaleontology*, vol. 1, p. 377-380.

ESTEOULE J., ESTEOULE-CHOUX J., MELGUEN M. et SEIBOLD E. (1970) – Sur la présence d'attapulgite dans des sédiments récents du N.E. du golfe Persique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 271, D, p. 1153-1156.

EVAMY B.D. (1973) – The precipitation of Aragonite and its alteration to Calcite on the Trucial Coast of the Persian gulf. *In* : The Persian Gulf. B.H. Purser Ed. Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, p. 327-341.

EVANS G., KINSMAN D.J.J. et SHEARMAN D.J. (1964) – A reconnaissance survey of the Environment of recent carbonate sedimentation along the Trucial Coast, Persian Gulf. *In* : Deltaic and shallow marine deposits. L.M.J.U. Van Straaten Ed. Developments in Sedimentology 1, Amsterdam, London, New York, Elsevier Publ. Co, p. 129-135.

EVANS G., MURRAY J.W., BIGGS H.E.J., BATE R. et BUSH P.R. (1973) – The Oceanography, Ecology, Sedimentology and Geomorphology of parts of the Trucial Coast Barrier Island Complex, Persian Gulf. *In* : The Persian Gulf. B.H. Purser Ed. Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, p. 233-278.

FABRICIUS F. (1977) – Origin of marine ooids and grapestones. *Contr. to Sedimentology*, vol. 7, 113 p.

FABRICIUS F.H., BERDAU D. et MÜNNICH K.O. (1970) – Early holocene ooids in modern littoral sands reworked from a coastal terrace, southern Tunisia. *Science*, vol. 169, p. 757-760.

FABRICIUS F.H. et KLINGELE H. (1970) – Ultrastrukturen von Ooiden und Oolithen : Zur Genese und Diagenese quartärer Flachwasserkarbonate der Mittelmeeres. *Verh. Geol. B.A.*, n° 4, p. 594-617.

FAIRBRIDGE R.W. (1957) – The dolomite question. *In* : Regional aspects of carbonate deposition. R.J. Le Blanc et J.G. Breeding Eds., S.E.P.M., spec. publ. n° 5, p. 125-178.

FELDMANN J. et CODOMIER L. (1974) – Sur le développement des zoospores d'une Chlorophycée siphonée marine : *Derbesia lamourouxii* (J. Ag.) Solier. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 278, D, p. 1845-1848.

FELDMANN J., LOREAU J.P., CODOMIER L. et COUTÉ A. (1975) – Morphologie et ultrastructure du squelette des thalles calcifiés de *Pedobesia (ex Derbesia) lamourouxii* (J. Ag.), *comb. nov. C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 280, D, p. 2641-2644.

FLAJS G. (1977) – Skeletal structures of some calcifying algae. *In* : Fossil Algae. E. Flügel Ed. Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, p. 225-231.

FLÜGEL E. (1967) – Elektronenmikroskopische Untersuchungen an mikritischen Kalken. *Geol. Rundschau*, vol. 56, p. 341-358.

FOLK R.L. (1974) – The natural history of crystalline calcium carbonate : effect of magnesium content and salinity. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 44, p. 40-53.

FREEMAN T. (1962) – Quiet water oolites from Laguna Madre, Texas. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 32, p. 475-483.

FRIEDMAN G.M. (1964) – Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 34, p. 777-813.

FRIEDMAN G.M. (1965) – On the origin of aragonite in the Dead Sea. *Israel Journ. Earth Sci.*, vol. 14, p. 79-85.

FRIEDMAN G.M. (1965) – Terminology of crystallization textures and fabries in sedimentary rocks. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 35, p. 643-655, 11 fig.

FRIEDMAN G.M., AMIEL A.J., BRAUN M. et MILLER D.S. (1973) – Generation of carbonate particles and laminites in algal mats- example from sea-marginal hypersaline pool, gulf of Aqaba, Red Sea. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 57, p. 541-557.

FRIEDMANN E.I., ROTH W.C., TURNER J.B. et MacEWEN R.S. (1972) – Calcium oxalate crystals in the aragonite-producing green alga *Penicillus* and related genera. *Science*, vol. 177, p. 891-893.

FRISHMAN S.A. (1969) – Geochemistry of oolites, Baffin Bay, Texas. Thesis M. Sc. (unpublished) Texas University.

FROHLICH F. (1979) – Les silicates dans l'environnement pélagique de l'Océan Indien au Cénozoïque. Paris, Mus. Nat. Hist. Nat., Thèse non publiée, 305 p.

FYFE W.S. et BISCHOFF J.L. (1965) – The Calcite-Aragonite problem. *In* : Dolomitization and Limestone diagenesis. L.C. Pray and R.C. Murray Eds., S.E.P.M., spec. publ. n° 13, p. 3-13.

GARRELS R.M., THOMPSON M.E. et SIEVER R. (1961) – Control of carbonate solubility by carbonate complexes. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 259, p. 24-45.

GARRELS R.M. et THOMPSON M.E. (1962) – A chemical model for seawater at 25°C and one atmosphere total pressure.

Source : MNHN, Paris

Amer. Journ. Sci., vol. 260, p. 57-66.

GARRELS R.M. et CHRIST C.L. (1967) – Equilibres des minéraux et de leurs solutions aqueuses. (Traduction : R. Wollast), 1 vol., Paris, Gauthiers-Villars, 335 p.

GARRELS R.M. et MACKENZIE F.T. (1971) – Evolution of sedimentary rocks. 1 vol., New York, W.W. Norton and Co., Inc., 397 p.

GARRELS R.M. et MACKENZIE F.T. (1974) – Chemical history of the oceans deduced from post depositional changes in sedimentary rocks. *In* : Studies in Paleoceanography. W.W. Hay Ed. *S.E.P.M.*, spec. publ. n° 20, p. 193-204.

GAVISH E. et FRIEDMAN G.M. (1973) – Quantitative analysis of calcite and Mg-Calcite by X-ray diffraction ; effect of grinding on peak height and peak area. *Sedimentology*, vol. 20, p. 437-444.

GAUB F. (1908) – Die Jurassischen Oolithe der Schwaebischen Alb. *N. Jahrb. für Miner.*, part. 2, p. 87-96.

GEHMAN H.M. (1962) – Organic matter in limestones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 26, p. 885-897.

GEPP A. et E.S. (1911) – The Codiaceae of the Siboga expedition including a monograph of flabellarieae and udoteae. *Siboga expeditie*, Leyden, 150 p., 22 pl.

GINSBURG R.N. (1956) – Environmental relationships of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 40, p. 2384-2427.

GINSBURG R.N. (1957) – Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in south Florida. *In* : Regional aspects of carbonate deposition. R.J. Le Blanc and J.G. Breeding Eds., S.E.P.M., spec. publ. n° 5, p. 80-99.

GINSBURG R.N., MARSZALEK D.S. et SCHNEIDERMANN N. (1971) – Ultrastructure of carbonate cements in a holocene algal reef of Bermuda. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 41, p. 472-482.

GIROU A. (1970) – Étude de la cinétique de précipitation des carbonates de calcium en phase aqueuse. Thèse (non publ.), Univ. Toulouse, 137 p.

GOLDBERG E.D. (1963) – The oceans as a chemical system. *In : The Sea*, vol. II, Hill Ed., New York, J. Wiley and sons Inc., p. 3-29.

GOLDSMITH J.R. et GRAF D.L. (1958) – Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. *Amer. Mineralogist*, vol. 43, p. 84-101.

GOLUBIC S. et SCHNEIDER J. (1979) – Carbonate dissolution. *In* : Biogeochemical cycling of mineral-forming elements. Trudinger P.A. et Swaine D.J. Eds. Studies in Environmental Science 3. Elsevier, p. 107-129.

GÖNNER O. (1917) – *In* : Fairbridge, R.W., 1957.

GOUDIE A. (1972) – The chemistry of world calcrete deposits. *Journ. of Geol.*, vol. 80, p. 449-463.

GRAF D.L. (1960) – Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. III. Minor element distribution. *Illinois State Geol. Surv. Circ.* n° 301, p. 1-71.

GREENWALD I. (1941) – The dissociation of calcium and magnesium carbonates and bicarbonates. *Journ. of Biol. Chem.*, n° 141, p. 789-796.

GUILCHER A. (1953) – Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire. *Ann. Géogr.* n° 331, p. 161-170.

HAHNE C., KIRCHMAYER M. et OTTEMANN J. (1968) – «Höhlenperlen» (cave pearls), besonders aus Bergwerken der Ruhrgebietes. Modellfälle zum Studium diagenetischer Vorgänge an Einzelooiden. *N. Jahrb. Geol. Paläontol.*, Abh., n° 130, p. 1-46.

HARTMAN P. (1965) – Le côté cristallographique de l'adsorption vu par le changement de faciès. *In* : Colloques internationaux C.N.R.S. n° 152 : Adsorption et croissance cristalline. R. Kern Ed., p. 477-513.

HARTMAN P. et KERN R. (1964) – Le changement de faciès par adsorption et la théorie des «PBC». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 258, p. 4591.

HATHAWAY J.C. (1967) – Aragonite needles. *Geotimes*, vol. 12, couverture.

HEIMANN K.O. et JUNG W. (1976) – Palökologische und fazielle Untersuchungen an Gesteinen des Evaporitzyclus II bei Paghi/Nordkofu (Griechenland). *Mitt. Bayer. Staatsamml. Paläont. Hist. Geol.*, n° 16, p. 105-111.

HELGESON H.C. (1969) – Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and press. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 26, p. 729-804.

HILLIS L.W. (1959) – A revision of the genus *Halimeda*. *Publ. Inst. Mar. Sci.*, Texas Univ., vol. 6, p. 321-403.

HILLIS-COLINVAUX L. (1974) – Productivity of the coral reef Alga *Halimeda* (order Siphonales). *In* : Proceedings of the 2nd International Coral Reef Symposium. Cameron *et al.* Ed., Brisbane, vol. 1, p. 35-42.

HOFFMEISTER J.E., STOCKMAN K.W. et MULTER H.G. (1967) – Miami Limestone of Florida and its recent Bahamian counterpart. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, vol. 78, p. 175-190.

HOLLAND H.D. (1972) – The geologic history of sea water - an attempt to solve the problem. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 36, p. 637-651.

Source : MNHN, Paris

HOLLAND H.D. (1974) – Marine evaporites and the composition of sea water during the Phanerozoic. *In* : Studies in Paleo-oceanography. W.W. Hay Ed. *S.E.P.M., spec. publ.*, n° 20, p. 187-192.

HOLLAND H.D., BORCZIK M., MUNOZ J.L. et OXBURG U.M. (1963) – The co-precipitation of Sr^{2+} with aragonite and of Ca^{2+} with strontianite between 90° and 100°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 27, p. 957-977.

HOLLAND H.D., HOLLAND J.J. et MUNOZ J.L. (1964) – The co-precipitation of cations with $CaCO_3$. II : The co-precipitation of Sr^{2+} with calcite between 90° and 100°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 28, p. 1287-1301.

HOSKINS C. (1964) – Molluscan biofacies in calcareous sediments, gulf of Batabano, Cuba. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 48, p. 1680-1704.

HOUBOLT J.H.C. (1957) – Surface sediments of the Persian Gulf near the Qatar peninsula. Thesis, The Hague, Mouton, University of Utrecht, 113 p.

HUGHES CLARKE M.W. et KEIJ A.J. – Organism as producers of carbonate sediment and indicators of environment in the southern Persian Gulf. *In* : The Persian Gulf. B.H. Purser, Ed., Berlin, Heidelberg, New York, Springer, p. 33-56.

HUMBERT L. (1972) – Recherche méthodologique pour la restitution de l'histoire bio-sédimentaire d'un bassin. 1ère partie. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 27, p. 1-50, p. 163-198, p. 321-368.

HUTTON C.O. (1936) – Mineralogical notes from the University of Otago. *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, vol. 66, p. 35.

ICHIKUNI M. (1979) – Uptake of fluoride by aragonite. *Chemical Geology*, vol. 27, p. 207-214.

ILLING L.V. (1954) – Bahamian calcareous sands. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 38, p. 1-94.

IRWIN M.L. (1965) – General theory of epeiric clear water sedimentation. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 49, p.445-459.

JAMIESON J.C. et GOLDSMITH J.R. (1960) – Some reactions produced in carbonates by grinding. *Amer. Mineralogist*, vol. 45, p. 818-827.

JONES H.A. (1973) – Marine geology of the north-west Australian continental shelf. *Bureau of Mineral Resources Australia Bull.*, vol. 136, p. 46-47.

KAHLE C.F. (1965) – Strontium in oolitic limestones. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 35, p. 846-856.

KAHLE C.F. (1974) – Ooids from Great Salt Lake, Utah, as an analogue for the genesis and diagenesis of ooids in marine limestones. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 44, p. 30-39.

KASPER J.J. et LONSDALE K. (1959) – International tables for X-ray crystallography. International Union of Crystallography, Birmingham, Kinoch Press, vol. II, 444 p. . . . . .

KASSLER P. (1973) – The structural and geomorphic evolution of the Persian Gulf. *In* : The Persian Gulf. B.H. Purser Ed., Berlin, Heidelberg, New York, Springer, p. 11-32.

KATZ A. (1973) – The interaction of magnesium with calcite during crystal growth at 25-90°C and one atmosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 37, p. 1563-1566.

KENDALL C.G. St. G. et SKIPWITH P.A. d'E. (1968) – Recent algal mats of a Persian Gulf lagoon. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 38, p. 1040-1058.

KENDALL A.C. et TUCKER M.E. (1973) – Radiaxal fibrous calcite : a replacement after acicular carbonate. *Sedimentology*, vol. 20, p. 365-389.

KERN R. (1955) – Morphologie et structure cristalline. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 240, p. 324-325.

KINSMAN D.J.J. (1964) – The recent carbonate sediments near Halat el Bahrani, Trucial Coast, Persian Gulf. *In* : Deltaic and shallow marine deposits. L.M.J.U. Van Straaten Ed. Developments in Sedimentology 1, Amsterdam, London, New York, Elsevier Publ. C°, p. 151-168.

KINSMAN D.J.J. (1969) – Modes of formation, sedimentary association and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 53, p. 830-840.

KINSMAN D.J.J. (1969) – Interpretation of Sr^{2+} concentrations in carbonate minerals and rocks. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 39, p. 486-508.

KINSMAN D.J.J. et HOLLAND H.D. (1969) – The coprecipitation of cations with $CaCO_3$. IV. The coprecipitation of Sr^{2+} with aragonite between 16° and 96°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 33, p. 1-17.

KINSMAN D.J.J. et PARK R.K. (1976) – Algal belt and coastal sabkha evolution, Trucial Coast, Persian Gulf. *In* : Stromatolites. M.R. Walter Ed. Development in Sedimentology 20, Amsterdam, Oxford, New York, Elsevier Publ. C°, p. 421-434.

KITANO Y., PARK K. et HOOP D.W. (1962) – Pure aragonite synthesis. *Journ. Geophys. Research*, vol. 67, p. 4873-4874.

KITANO Y. et HOOD D.W. (1965) – The influence of organic material on the polymorphic crystallization of calcium carbonate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 29, p. 29-41.

KITANO Y., KANAMORI N. et TOKUYAMA A. (1969) – Effects of organic matter on solubilities and crystal form of carbonates. *Amer. Zoologist*, vol. 9, p. 681-688.

KORNICKER L.S. et PURDY E.G. (1957) – A bahamian faecal pellet sediment. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 37, p. 126-128.

Source : MNHN, Paris

KRAMER J.R. (1965) – History of Sea water. Constant temperature pressure equilibrium models compared to liquid inclusion analyses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 29, p. 921-945.

KYLIN H. (1928) – Entwicklungsgeschichtliche Florideenstudien. *Lundo Univ. Arsskr., N.F.* (2), vol. 24, p. 1-127.

LACEY J.E. et CAROZZI A.V. (1967) – Critères de distinction entre oolithes autochtones et allochtones. Application au calcaire de Ste Geneviève (viséen) de l'Illinois, U.S.A. *Bull. Centr. Rech. Pau - S.N.P.A.*, vol. 1, p. 279-313.

LACOMBE H. (1965) – Cours d'océanographie physique (Théorie de la circulation générale. Houles et vagues). Paris, Gauthiers-Villars, 392 p., 224 fig.

LACROIX A. (1898) – Sur la ktypéite, nouvelle forme de carbonate de calcium différente de la calcite et de l'aragonite. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 126, p. 602-605.

LAFFITTE R. (1949) – Sédimentation et orogenèse. *Ann. Hébert et Haug*, t. 7, (Livre Jubilaire Ch. Jacob), p. 239-259.

LAFON G.M. et MACKENZIE F.T. (1947) – Early evolution of the oceans - a weatherian model. *In* : Studies in Paleo-oceanography, W.W. Hay Ed. *S.E.P.M. spec. publ.* n° 20, p. 205-218.

LALOU C. (1957) – Formation expérimentale des carbonates dans le milieu marin. Nouveaux résultats dans des cultures de longue durée. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2) vol. 1, p. 93-98.

LAND L.S. (1974) – Growth rate of a west Indian (Jamaican) reef. *In* : Proceed. 2nd Intern. Coral Reef Symposium. Cameron *et al.* Ed., vol. 2, p. 409-412.

LAND D.S., BEHRENS E.W. et FRISHMAN S.A. (1979) – The ooids of Baffin Bay, Texas. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 49, p. 1269-1278.

LECLAIRE L. (1968) – Contribution à l'étude des sédiments marins non consolidés. Les bases d'une nouvelle classification. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 266, D, p. 563-565.

LECLAIRE L. (1972) – La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin Algéro-Baléares (Précontinent Algérien). *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, série C, Sciences de la Terre, t. 24, 391 p.

LIPPMANN F. (1960) – Versuche zur Aufklärung der Bildungsbedingungen von Kalzit und Aragonit. *Fortschr. Mineral.*, vol. 38, p. 156-161.

LIPPMANN F. (1968) – L'influence du magnésium sur la formation de la calcite et de l'aragonite. *In* : Texte de Trois Conférences de M.F. Lippmann, B. Kubler et J.P. Schaer Éd. Univ. Neuchâtel, p. 7-13.

LIPPMANN F. (1973) – Sedimentary carbonate minerals. Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, 228 p., 54 fig.

LISITZIN A.P. (1971) – Distribution of carbonate microfossils in suspension and in bottom sediments. *In* : The micropaleontology of oceans. B.M. Funnell and W.R. Riedel Eds, p. 197-218.

LOGAN B.W., REZAK R. et GINSBURG R.N. (1964) – Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journ. of Geol.*, vol. 72, p. 68-83.

LOGAN B.W., HARDING J.L., AHR W.M., WILLIAMS J.D. et SNEAD R.G. (1969) – Carbonate sediments and reefs, Yucatan shelf, Mexico. *Am. Assoc. Petroleum Geologists* Mem. 11, 198 p.

LOGAN B.W., DAVIES G.R., READ J.F. et CEBULSKI D.E. (1970) – Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia. *Am. Assoc. Petroleum Geologists* Mem. 13, 223 p.

LOGAN B.W., HOFFMAN P. et GEBELEIN (1974) – Algal mats, cryptalgal fabrics and structures, Hamelin pool, Western Australia. *In* : Evolution and diagenesis of quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia. B.W. Logan Ed., *Am. Assoc. Petroleum Geologists* Mem. 22, p. 140-194.

LOREAU J.P. (1969) – Ultrastructures et diagenèses des oolithes marines anciennes (jurassiques). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 269, D, p. 819-822.

LOREAU J.P. (1970a) – Ultrastructure de la phase carbonatée des oolithes actuelles. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 271, D, p. 816-819.

LOREAU J.P. (1970b) – Contribution à l'étude des calcarénites hétérogènes par l'emploi simultané de la microscopie photonique et de la microscopie électronique à balayage. Problème particulier de la micritisation. *Journ. Microscopie*, vol. 9, p. 727-734.

LOREAU J.P. (1971) – Ultrastructure, nucleation and cristal growth of natural and experimental produced aragonite in relation to non-skeletal organic matter. *Abstracts of the VIIIth Intern. Sedimentological Congress*, Heidelberg, p. 60.

LOREAU J.P. (1972a) – Une explication de la biréfringence anormalement faible de l'aragonite des oolithes marines. *Bull. Soc. fr. Min. Cristal.*, n° 95, p. 595-602.

LOREAU J.P. (1972b) – Pétrographie de calcaires fins au microscope électronique à balayage. Introduction à une classification des micrites. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 274, D, p. 810-813.

LOREAU J.P. (1973) – Nouvelles observations sur la genèse et la signification des oolithes. *Sciences de la Terre*, t. XVIII, p. 213-244.

LOREAU J.P. (1975) – Les grands traits de la sédimentation sur l'emplacement de l'actuelle bordure S.E. du Bassin de Paris

Source : MNHN, Paris

au Jurassique Supérieur. IXème Congrès International de Sédimentologie Nice 1975, thème 5, p. 273-282.

LOREAU J.P. (1978) – Initial calcitic mineralogy and diagenesis of marine jurassic ooids and associated sediments. *In* : Tenth International Congress on Sedimentology, Jerusalem, Abstracts, G.M. Friedman Ed., vol. 1, p. 394-395.

LOREAU J.P. (1977-1979) – Nature calcitique initiale et diagenèse des oolithes jurassiques du Bassin de Paris. *In* : Symposium Sédimentation Jurassique W. européen. Paris, A.S.F. Publ. spec. n° 1, p. 417-429.

LOREAU J.P. et PURSER B.H. (1973) – Distribution and ultrastructure of holocene ooids in the Persian Gulf. *In* : The Persian Gulf. B.H. Purser Ed., Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, p. 279-328.

LOWENSTAM H.A. (1955) – Aragonite needles secreted by algae and some sedimentary implications. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 25, p. 270-272.

LOWENSTAM H.A. (1974) – Impact of life on chemical and physical processes. *In* : The Sea. E.D. Goldberg Ed., vol. 5 : Marine chemistry, New York, London, Sydney, Toronto, John Wiley and sons, p. 715-796.

LOWENSTAM H.A. et EPSTEIN S. (1957) – On the origin of sedimentary aragonite needles of the great Bahama Bank. *Journ. of Geol.*, vol. 65, p. 364-375.

LUCAS G. (1948) – La sédimentation calcaire. Quelques modalités de l'alcalinisation de l'eau de mer en présence d'ions carboniques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 226, p. 1023-1025.

LUCAS G. (1949) – La sédimentation calcaire. Action des amines fortes carbonatées sur l'eau de mer. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 227, p. 1026-1027.

LUCAS G. (1955) – Oolithes marines actuelles et calcaires oolithiques récents sur le rivage africain de la Méditerranée Orientale. (Égypte et Sud Tunisien). *Bull. Stn. Océanogr. Salambo* (Tunisie), n° 52, p. 19-39.

LUCAS G. et POBEGUIN Th. (1954) – Microstructure d'une algue calcaire : *Dactylopora*. Remarques sur les organismes aragonitiques et sur leur fossilisation. *Rev. Gén. Bot.*, t. 61, p. 325-336.

Mac DONALD G.J.F. (1957) – Thermodynamics of solids under non-hydrostatic stress with geologic application. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 255, p. 266-281.

Mac INTIRE W.L. (1963) – Trace element partition coefficients - a review of theory and applications to geology. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 27, p. 1209-1269.

Mac RAILD G.N. et WOMERSLEY H.B.S. (1974) – The morphology and reproduction of *Derbesia clavaeformis* (J. Agardh) De Toni (Chlorophyta). *Phycologia*, vol. 13, p. 83-98.

MARSHALL J.F. et DAVIES P.J. (1975) – High-magnesium calcite ooids from the great Barrier Reef. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 45, p. 285-291.

MARSZALEK D.S. (1971) – Skeletal ultrastructure of sediment producing green algae. *Scanning Electron Microscopy Proc. 4th*, O. Johari Ed., Chicago, p. 273-280.

MATTHEWS R.K. (1966) – Genesis of recent lime mud in southern British Honduras. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 36, p. 428-454.

MAXWELL W.G.J. (1968) – Atlas of the great Barrier reef. Amsterdam, Elsevier, 258 p.

MAZZULLO S.J. et CYS J.M. (1979) – Marine aragonite sea-floor growths and cements in permian phylloid algal mounds, Sacrament Mountains, New Mexico. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 49, p. 917-936.

MEILE B. (1971) – Étude micropétrographique des sédiments actuels des Bahamas. Thèse Doctorat 3ème cycle, Paris VI, 86 p., 40 pl., biblio., 1 carte h. t.

MEINESZ A. (1972) – Sur la croissance et le développement de *Penicillus capitatus* Lamarck *forma mediterranea* Decaisne P. et H. Huvé (Caulerpale, Udoteacée). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 275, D, p. 667-669.

MENZEL D.W. (1974) – Primary productivity, dissolved and particulate organic matter, and the sites of oxydation of organic matter. *In* : The Sea. E.D. Goldberg Ed., vol. 5 : Marine Chemistry, New York, London, John Wiley and sons, p. 659-678.

MILLIMAN J.D. (1967) – Carbonate sedimentation on Hogsty Reef, a Bahamian atoll. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 37, p. 658-676.

MILLIMAN J.D. (1974) – Marine Carbonates. Berlin, Heidelberg, New York, Springer, 375 p., 94 fig., 39 pl.

MILLIMAN J.D. et BORNHOLD B. (1973) – Peak height versus peak intensity analysis of X-ray diffraction data. *Sedimentology*, vol. 20, p. 445-448.

MITTERER R.M. (1968) – Amino acid composition of organic matrix in calcareous oolites. *Science*, vol. 162, p. 1498-1499.

MITTERER R.M. (1972) – Biogeochemistry of aragonite mud and oolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 36, p. 1407-1422.

MONAGHAM P.H. et LYTLE M.L. (1956) – The origin of calcareous oolites. *Journ. of Sedim. Petrol.*, t. 26, p. 111-118.

MONTY C.L.V. (1967) – Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, eastern Andros Island, Bahamas. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, n° 90, p. 55-100.

MONTY C.L.V. (1973) – Remarques sur la nature, la morphologie et la distribution spatiale des stromatolithes. *Science de la Terre*, t. 18, p. 189-219.

Source : MNHN, Paris

MONTY C.L.V. (1976) – The origin and development of cryptalgal fabrics. *In* : Stromatolites. M.R. Walter Ed. Developments in Sedimentology 20, Amsterdam, Oxford, New York, Elsevier Publ. Cº, p. 193-250.

MULLER G. (1968) – Exceptionally high strontium concentrations in fresh water onkolites and mollusk shells of Lake Constance. *In* : Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe. G. Müller and G.M. Friedman Eds. Berlin, Heidelberg, New York, Springer, p. 116-127.

MULTER H.G. et HOFFMEISTER J.E. (1968) – Subaerial laminated crusts of the Florida Keys. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, vol. 79, p. 183-192.

NEEV D. et EMERY K.O. (1967) – The Dead Sea. Depositional processes and environments of evaporites. *Israel Geol. Surv. Bull.*, nº 41, 147 p.

NESTEROFF W. (1956) – De l'origine des oolithes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 242, p. 1047-1049.

NEUMANN A.C. et LAND L.S. (1975) – Lime mud deposition and calcareous algae in the bight of Abaco, Bahamas : a budget. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 45, p. 763-786.

NEWELL N.D. et RIGBY J.K. (1957) – Geological studies on the great Bahama bank. *In* : Regional aspects of carbonate deposition. R.J. Le Blanc et J.G. Breeding Eds., *S.E.P.M.*, spec. publ. nº 5, p. 15-72.

NEWELL N.D., PURDY E.G. et IMBRIE J. (1960) – Bahamian oolitic sand. *Journ. of Geol.*, vol. 68, p. 481-497.

NICHOLLS G. (1965) – The geochemical history of the Oceans. *In* : Chemical Oceanography, J.P. Riley et G. Skirrow Eds. London, New York, Academic press, vol. II, p. 277-294.

ODUM H.T. (1951) – Notes on the strontium content of sea water, celestite radiolaria and strontianite snail shells. *Science*, vol. 114, p. 211-213.

ODUM H.T. (1957) – Biochemical deposition of strontium. *Inst. Marine Sci. Publ.*, vol. 4, p. 38-114.

OPPENHEIMER C.H. (1961) – Note on the formation of spherical aragonitic bodies in the presence of bacteria from the Bahama Bank. *Geochim. Cosmochim. Acta*, nº 23, p. 295-296.

OTI M. et MÜLLER G. (1979) – Recent ooids from different environments. Relationship between petrophysical properties and microstructure. *Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochemie vereinigt mit Brennstoff-Chemie*, Bd 32, p. 107-115.

OXBURG V.M., SEGNIT R.E. and HOLLAND H.D. (1959) – Coprecipitation of strontium with calcium carbonate from aqueous solutions. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, vol. 70, p. 1653-1654.

PARK R. (1976) – A note on the significance of lamination in stromatolites. *Sedimentology*, vol. 23, p. 379-393.

PAVLIDIS Y.A., ICNIN A.S., IGNATOU E.I., AVELLO SUAREZ O. et LUIS-RIERA M. (1972) – Oolite sedimentation conditions in the shallow water of a tropical sea (Island of Cuba, golfo de Batabano), traduit du russe. *In : Oceanol. Acad. Sci. URSS-USA*, vol. 12, p. 705-714.

PELET B. (1977) – Géochimie organique des sédiments marins profonds de la Mer de Norvège. Vue d'ensemble. *In* : Orgon I - Mer de Norvège. Paris, Éd. du CNRS, p. 281-296.

PERKINS R.D., Mac KENSIE M.D. et BLACKWELDER P. (1972) – Aragonite crystals within codiacean algae : distinctive morphology and sedimentary implications. *Science*, vol. 175, p. 624-626.

PIA J. (1926) - Pflanzen als Gesteinsbildner. Berlin, Borntraeger, 355 p.

PILKEY O.H. (1964) – The size distribution and mineralogy of the carbonate fraction of U.S. south Atlantic shelf and upper slope sediments. *Marine Geol.*, vol. 2, p. 131-136.

PILKEY O.H. et RUCKER J.B. (1966) – Mineralogy of Tongue of the ocean sediments. *Journ. of Marine Research*, nº 24, p. 276-285.

PILKEY O.H., SCHNITKER D. et PEEPAR D.R. (1966) – Oolites on the Georgia continental shelf. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 36, p. 462-467.

POBEGUIN Th. (1954) – Contribution à l'étude des carbonates de calcium. *Ann. des Sciences Nat.*, Bot., 11ème série, p. 29-109.

PURDY E.G. (1963) – Recent calcium carbonate facies of the great Bahama Bank. 2 : Sedimentary facies. *Journ. of Geol.*, vol. 71, p. 472-497.

PURSER B.H. (1973) – Sedimentation around Bathymetric Highs in the southern Persian Gulf. *In* : The Persian Gulf. B.H. Purser Ed., Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, p. 157-177.

PURSER B.H. (1975) – Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Orsay, Thèse inédite, 383 p. + appendice 69 p.

PURSER B.H., LOREAU J.P. et SHINN E.A. (1971) – Distribution and ultrastructure of the holocene ooids of the Persian Gulf. Abstracts of the VIIIth Intern. Sedimentological Congress, Heidelberg, p. 80.

PURSER B.H. et EVANS G. (1973) – Regional sedimentation along the Trucial Coast, S.E. Persian Gulf. *In* : The Persian Gulf. B.H. Purser Ed., Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, p. 211-232.

PURSER B.H. et LOREAU J.P. (1973) – Aragonitic, supratidal encrustations on the Trucial Coasts, Persian Gulf. *In* : The Persian Gulf. B.H. Purser Ed., Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, p. 343-376.

PYTKOWICZ R.M. (1965) – Rates of inorganic calcium carbonate nucleation. *Journ. of Geol.*, vol. 73, p. 196-199.

Source : MNHN, Paris

PYTKOWICZ R.M. (1967) – Carbonate cycle and the buffer mechanism of recent oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 31, p. 63-73.

PYTKOWICZ R.M. (1973) – Calcium carbonate retention in supersaturated seawater. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 273, p. 515-522.

RAGLAND P.C., PILKEY O.H. et BLACKWELDER B.W. (1969) – Comparison of the Sr/Ca ratio of fossil and recent mollusc shells. *Nature*, vol. 224, p. 1223-1224.

RAT P. (1953) – Sur la découverte de calcaires pseudolithiques à nubéculaires dans le Bajocien de Bourgogne. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 228-230.

RAT P. (1966) – *Nubecularia reichelí* nov. sp., Foraminifère constructeur de fausses oolithes dans le Bajocien de Bourgogne. *Ecolog. Geol. Helv.*, vol. 59, p. 73-85.

READ J.F. (1974) – Calcrete deposits and quaternary sediments, Edel province, Western Australia. *In* : Evolution and diagenesis of quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia. B.W. Logan Ed., *Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem.*, 22, p. 250-282.

RENARD M. (1972) – Interprétation des teneurs en strontium des carbonates du Lutétien supérieur, à Saint-Vaast-les Mello (Oise). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 34, p. 19-29.

RENDLEMAN J.A. Jr. (1966) – Complexes of alkali metals and alkaline-earth metals with carbohydrates. *In* : *Advances in Carbohydrate Chemistry*, Academic Press, p. 209-271.

REVELLE R. et FAIRBRIDGE R. (1957) – Carbonates and Carbon Dioxyde. *Geol. Soc. of Amer. Mem.*, vol. 67, p. 239-296.

REYRE Y. et HUMBERT L. (1975) – Répartition statistique du kérogène dans le complexe carbonatè oxfordien de la partie orientale du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 280, D, p. 693-696.

RISACHER F. et EUGSTER H.P. (1979) – Holocene pisolithes and encrustations associated with spring-fed surface pools, Pastos Grandes, Bolivia. *Sedimentology*, vol. 26, p. 253-270.

ROBINSON R.B. (1967) – Diagenesis and porosity development in recent and pleistocene oolites from southern Florida and the Bahamas. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 37, p. 355-364.

RONOV A.B. (1968) – Possible changes in the composition of sea-water during the course of geological time. *Sedimentology*, vol. 10, p. 25-43.

ROQUES H. (1964) – Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes Gaz carbonique - Eau - Carbonate. *Ann. Spéléologie*, t. XIX, p. 255-484.

ROTHPLETZ A. (1892) – On the formation of oolites. *Amer. Geologist*, vol. 10, p. 279-282.

RUBEY W.W. (1951) – Geologic history of sea water : An attempt to state the problem. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, n° 62, p. 1111-1147.

RUNNELS D.D. (1970) – Errors in X-ray analysis of carbonates due to solid solution variation in composition of component minerals. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 40, p. 1158-1166.

RUSNAK G.E. (1960) – Some observations of recent oolites. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 30, p. 471-480.

SANDBERG P.A. (1975) – New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient non skeletal carbonate mineralogy. *Sedimentology*, vol. 22, p. 497-537.

SANDBERG P.A., SCHNEIDERMANN N. et WUNDER S.J. (1973) – Aragonite ultrastructural relics in calcite-replaced Pleistocene skeletons. *Nature Physical Science*, vol. 243, p. 133-134.

SARNTHEIN M. (1972) – Sediments and history of the postglacial transgression in the Persian and Gulf of Oman. *Marine Geology*, vol. 12, p. 245-266.

SASS E., WEILER Y. et KATZ A. (1972) – Recent sedimentation and oolite formation in the Ras Matarma Lagoon, Gulf of Suez. *In* : The Mediterranean Sea, D.J. Stanley Ed. Stroudsburg, Dowden, Hutchinson, Ross, Inc., p. 279-292.

SCHMALZ R.F. (1967) – Kinetics and diagenesis of carbonate sediments. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 37, p. 60-67.

SCHMALZ R.F. et SWANSON F.J. (1969) – Diurnal variations in the carbonate saturation of seawater. *Journ. of Sedim. Petrol.* vol. 39, p. 255-267.

SCHNEIDERMANN N., SANDBERG P.A. et WUNDER S.J. (1972) – Recognition of early cementation of aragonitic skeletal carbonates. *Nature Physical Science*, vol. 240, p. 88-89.

SCHOLLE P.A. et KLING S.A. (1972) – Southern British Honduras : Lagoonal coccolith ooze. *Journ. of Sedim. Petrol.*, v. 42, p. 195-204.

SCHOLLE P.A. et KINSMAN D.J.J. (1974) – Aragonitic and high-Mg Calcite caliche from the Persian Gulf. A modern analog for the Permian of Texas and New Mexico. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 44, p. 904-916.

SCHROEDER J.H. (1969) – Experimental dissolution of Calcium, Magnesium and Strontium from recent biogenic carbonates : a model of diagenesis. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 39, p. 1057-1073.

SCHROEDER J.H. (1972) – Fabrics and sequences of submarine carbonate cements in Holocene Bermuda cup reefs. *Geol.*

Source : MNHN, Paris

Rundschau, vol. 61, p. 708-730.

SCOFFIN T.P. (1970) – The trapping and binding of subtidal carbonate sediments by marine vegetation in Bimini Lagoon, Bahamas. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 40, p. 249-273.

SCOLARI G. et LILLE R. (avec la collaboration de GIOT D.) (1973) – Nomenclature et classification des roches sédimentaires (roches détritiques terrigènes et roches carbonatées). *Bull. B.R.G.M.*, (2), sect. IV, n° 2, p. 57-132.

SEIBOLD E. et VOLLBRECHT K. (1969) – Die Bodengestalt des Persischen Golfs. *Meteor Forsch. Ergebnisse*, Reihe C, n° 2, p. 29-56.

SEWARD A.C. (1898) – Fossil plants. Cambridge, University Press, 452 p.

SHADE H. (1910) *in* BUCHER W.H. (1918).

SHEARMAN D.J., TWYMAN J. et ZAND KARIMI M. (1970) – The genesis and diagenesis of oolites. *Proc. Geol. Ass.*, vol. 81, p. 561-575.

SHINN E.A. (1969) – Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, vol. 12, p. 109-144.

SHINN E.A. (1973) – Sedimentary accretion along the leeward S.E. coast of Qatar Peninsula, Persian Gulf. *In* : The Persian Gulf. B.H. Purser Ed., Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, p. 199-209.

SHOJI R. et FOLK R.L. (1964) – Surface morphology of some limestone types as revealed by electron microscope. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 34, p. 144-155.

SIEGEL F.R. (1961) – Variations of Sr/Ca ratios and Mg content in recent carbonate sediments of the northern Florida Keys area. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 31, p. 336-342.

SIESSER W.G. (1973) – Diagenetically formed ooids and intraclasts in South Africa calcretes. *Sedimentology*, vol. 20, p. 539-551.

SIMKISS K. (1964) – Variations in the crystalline form of calcium carbonate precipitated from artificial seawater. *Nature*, vol. 201, p. 492-493.

SIMONE L. (1974) – Genesi e significato ambientale degli ooidi a struttura fibroso-raggiata di alcuni depositi mesozoicici dell' area Apennino-dinarica e delle Bahamas meridionali. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 193, p. 513-545.

SMITH C.L. (1940) – The great Bahama Bank. *Journ. of Marine Research*, vol. 3, p. 147-189.

SMITH S.V. et KINSEY D.W. (1976) – Calcium carbonate production, Coral reef growth and Sea Level Change. *Science*, vol. 194, p. 937-939.

SORBY H.C. (1879) – The structure and origin of limestones. *Proc. Geol. Soc. London*, vol. 35, p. 56-95.

STEHLI F.G. et HOWER J. (1961) – Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 31, p. 358-371.

STIEGLITZ R.D. (1972) – Scanning electron microscopy of the fine fraction of recent carbonate sediments from Bimini, Bahamas. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 42, p. 211-226.

STOCKMAN K.W., GINSBURG R.N. et SHINN E.A. (1967) – The production of lime mud by algae in South Florida. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 37, p. 633-648.

STOFFERS P. et MULLER G. (1978) – Mineralogy and lithofacies of Black Sea sediments. Leg 42B Deep Sea Drilling Project. *In* : Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XLII, part. 2, D.A. Ross *et al.* Eds, Washington, U.S. Government Printing Office, p. 373-411.

STOLKOWSKI J. (1948) – Quelques précisions sur l'analyse quantitative par les rayons X de mélanges binaires et ternaires de carbonates de calcium anhydre. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 226, p. 933-934.

SUESS E. (1970) – Interaction of organic compounds with calcium carbonate. 1. Association phenomena and geochemical implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 34, p. 157-168.

SUESS E. (1973) – Interaction of organic compounds with calcium carbonate. II. Organo-carbonate association in recent sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 37, p. 2435-2447.

SUESS E. et FÜTTERER D. (1972) – Aragonitic ooids : experimental precipitation from seawater in the presence of humic acid. *Sedimentology*, vol. 19, p. 129-139.

SUGDEN W. (1963) – Some aspects of sedimentation in the Persian Gulf. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 33, p. 355-364.

SUGDEN W. (1966) – Pyrite staining of pellety debris in carbonate sediments from the Middle East and elsewhere. *Geol. Magazine*, n° 103, p. 250-256.

SVERDRUP H.U., JOHNSON M.W. et FLEMING R.H. (1942) – The oceans. New York, Prentice-Hall Inc., 1087 p.

TAFT W.H. et HARBAUGH J.W. (1964) – Modern carbonate sediments of Southern Florida, Bahamas, and Espiritu Santo Island, Baja California : a comparison of their mineralogy and chemistry. *Stanford. Univ. Publ. Univ. Ser. Geol. Sci.*, vol. 8, p. 1-133.

TAPPAN H. et LOEBLICH A.R. Jr. (1973) – Evolution of the oceanic plankton. *Earth Sci. Rev.*, vol. 9, p. 207-240.

TASCH P. (1967) – The problem of primary production in the seas through geologic time. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, n° 1, p. 283-290.

Source : MNHN, Paris

TAYLOR J.C.M. et ILLING L.V. (1969) – Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology*, vol. 12, p. 69-107.

TEBBUTT G.E. (1969) – Diagenesis of Pleistocene limestone on Ambergris Cay, British Honduras (Abstract). *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 53, p. 745.

TRICHET J. (1967) – Essai d'explication du dépôt d'aragonite sur des substrats organiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 365, D, p. 1464-1467.

TRICHET J. (1968) – Étude de la composition de la fraction organique des oolithes. Comparaison avec celle des membranes des bactéries et des Cyanophycées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 267, D, p. 1492-1494.

TRICHET J. (1971) – Recent aragonite deposition on algal substrats during blue-green algae decomposition. Role of organic substances. *Abstracts of the VIIIth Intern. Sedimentological Congress*, Heidelberg.

TSCHERMAK G. (1878) – Neue Minerale : Pelagosit. *In* : Mineralog. und Petrog. Mitth. Tschermak G., vol. 1, p. 174-175.

VAN BEEK C.G.E.M. et VAN BREEMEN N. (1973) – The alkalinity of alkali soils. *Journ. Soil. Science*, vol. 24, p. 129-136.

VAUGHAN T.W. (1914) – Preliminary remarks on the geology of the Bahamas, with special reference to the origin of the Bahamian and Floridian oolites. *Papers Tortugas Lab. Carnegie Inst., Wash. Publ.*, n° 182, p. 47-54.

VILLIERS J.P.R. De (1971) – Crystal structures of aragonite, strontianite and witherite. *Amer. Mineralogist*, vol. 56, p. 758-767.

WAGNER C.W. et VAN DER TOGT C. (1973) – Holocene sediments types and their distribution in the Southern Persian Gulf. *In* : The Persian Gulf, B.H. Purser Ed., Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, p. 123-156.

WEBER-VAN BOSSE A. (1921) – Liste des algues du Siboga. II - Rhodophyceae rotoflorideae, Némalionales, Cryptonémiales. Siboga Exped. 59 b, p. 197-204, fig. 58-64.

WELLS A.J. et ILLING L.V. (1969) – Present day precipitation of calcium carbonate in the Persian Gulf. *In* : Deltaic and shallow marine deposits. L.M.J.U. Van Straaten Ed. Developments in Sedimentology 1, Amsterdam, London, New York, Elsevier Publ. C°, p. 429-435.

WEYL P.K. (1961) – The carbonate saturometer. *Journ. of Geol.*, vol. 59, p. 32-44.

WEYL P.K. (1967) – The solution behaviour of carbonate minerals in sea water. *Studies Trop. Oceanogr. Miami*, vol. 5, p. 178-228.

WIEDER M. et YAALON D.H. (1974) – Effect of matrix composition on carbonate nodule crystallization. *Geoderma*, vol. 11, p. 95-121.

WILBUR K.M., HILLIS COLINVAUX L. et WATABE N. (1969) – Electron microscope study of calcification in the alga *Halimeda* (order Siphonales). *Phycologia*, vol. 8, p. 27-36.

WILKINSON B.H. (1979) – Biomineralization, paleoceanography, and the evolution of calcareous marine organisms. *Geology*, vol. 7, p. 524-527.

WILKINSON B.H. et LANDING E. (1978) – «Eggshell diagenesis» and primary radial fabric in calcite ooids. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 48, p. 1129-1138.

WILLAIME C. et PERUCAUD M.C. (1972) – Détermination automatique de l'orientation et identification d'un cristal de symétrie quelconque à partir de diagrammes de diffraction électronique. *Journ. Microscopie*, vol. 14, p. 129-138.

WILSON J.L. (1975) – Carbonate facies in geologic history. Berlin, Heidelberg, New York, Springer, 417 p.

WINLAND H.D. et MATTHEWS R.K. (1974) – Origin and significance of grapestone Bahamas Islands. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 44, p. 921-927.

WISE S.W. et HAY W.W. (1968) – Scanning electron microscopy of molluscan shell ultrastructures : II - Observations of growth surfaces. *Trans. Am. Microscop. Soc.*, vol. 87, p. 419-430.

WOLF K.H., CHILINGAR G.V. et BEALES F.W. (1967) – Elemental composition of carbonates skeletons, minerals and sediments. *In* : Carbonate Rocks, G.V. Chilingar, H.J. Bissel et R.W. Fairbridge Eds. Developments in Sedimentology, 9 B. Amsterdam, London, New York, Elsevier Publ. C°, p. 23-150.

WOMERSLEY H.B.S. (1965) – The Helminthocladiaceae (Rhodophyta) of Southern Australia. *Australian Journ. Bot.*, vol. 13, p. 450-485.

WOOD A. (1941) – «Algal dust» and the finer-grained varieties of carboniferous limestones. *Geol. Magazine*, vol. 78, p. 192-200.

WRAY J.L. et DANIELS F. (1957) – Precipitation of calcite and aragonite. *Amer. Chemical Soc. Journ.*, vol. 79, p. 2031-2034.

YAMADA Y. (1938) – The species of *Liagora* from Japan. *Sci. Pap. Inst. Algol. Res. Hokkaido Univ.*, vol. 2, p. 1-34, 15 pl.

ZELLER E.J. et WRAY J.L. (1956) – Factors influencing precipitation of calcium carbonate. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 40, p. 140-152.

ZOBELL C.E. (1942) – Changes produced by microorganisms in sediments after deposition. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 12, p. 127-136.

ZOBELL C.E. et RITTENBERG S.C. (1948) – Sulfate reducing bacteria in marine sediments. *Journ. of Marine Research*, vol. VII, p. 602-617.

Source : MNHN, Paris

LEXIQUE ET INDEX DES DÉFINITIONS DONNÉES DANS LE TEXTE

«aiguilles» : traduction littérale de «needles» employé par les auteurs anglo-saxons pour désigner les particules allongées de 1 à 4μm constituant l'essentiel de certaines boues aragonitiques, des oolithes, etc...; en fait leur morphologie est le plus souvent «émoussée».

anhédral : terme emprunté à Friedman pour qualifier un grain sans faces cristallines réalisées.

coalescente (structure) : structure où les contacts entre grains sont peu ou non visibles du fait de leur tendance à la coalescence (au sens strictement descriptif).

coniatolithe : p. 115.

euhédral : terme emprunté à Friedman pour qualifier un grain à faces cristallines réalisées.

grain cortiqué : grain à cortex (oolithes, pisolithes, coniatolithes, etc...) cf. p. 119 à 122, tableau 8b, p. 120.

grainstone : terme de Dunham désignant un calcaire de structure jointive à ciment sparitique, employé aussi pour sable propre non consolidé.

grumeleuse (structure) : d'après L. Cayeux, type de structure composée de petits éléments calcaires, sombres, de formes irrégulières ou globuleuses, à contours flous, vus au microscope dans un ciment plus clair.

micrite : contraction de «microcristalline calcite» (parfois étendue à l'aragonite : cf. Bathurst, 1971, 1975); n'est pas l'équivalent français de microcristallin mais de cryptocristallin ou nanocristallin : tout calcaire (roche ou sédiment) dont les particules ont moins de 4μm (adjectif : micritique).

micro-oncoïde : p. 121.

micro-oncolithe : p. 121.

mudstone : terme de Dunham pour désigner un calcaire à moins de 10% d'éléments figurés, l'essentiel étant une matrice boueuse ou micritique.

nanostructure : p. 38.

nanograin : p. 50.

nanogrenue (structure) : p. 50.

oolithe micritique : p. 121.

oolithe radiaire (écrit parfois «radiaire») : contraction de «oolithe à structure radiaire du cortex» : p. 121.

oolithe sparitique : p. 121.

oolithe tangentielle : contraction de «oolithe dont le cortex comporte des lamines concentriques constituées par des cristallites d'orientation statistiquement tangentielle : p. 119.

oncoïde : p. 122.

oncolithe : p. 122.

onconiatolithe : p. 117-118.

packstone : terme de Duhnam désignant un calcaire à structure jointive mais avec une matrice micritique dans les interstices; employé aussi pour sable boueux non consolidé.

palissadique (structure) : p. 92.

particules élémentaires constituant les sédiments : «aiguilles», nanograins, lamelles, nanocristaux, etc...

pellets : p. 38.

pisolithes : p. 121-122.

pseudoolithes : p. 121.

pseudopisolithes : p. 122.

punctique (structure) (= non tassée, non serrée) : p. 275 (tableau 6^).

radiaire : voir structure radiaire, oolithe radiaire.

rhodolithe : p. 122.

Source : MNHN, Paris

structure radiaire : p. 92, p. 121.
structure serrée (= tassée) : p. 275 (tableau 60).
structure sphérulitique : p. 92.
structure tangentielle : initialement terme employé pour décrire la structure la plus courante des oolithes actuelles (voir oolithe tangentielle) puis étendu à toute structure où les particules montrent un arrangement parallèle à un substrat (encroûtements par exemple).
tangentielle : (voir oolithe et structure).
vase = boue sableuse = wakestone non consolidé.
wakestone : terme dû à Dunham désignant un calcaire à plus de 10 % d'éléments non jointifs, dans une matrice boueuse ou micritique.

Source : MNHN, Paris

ANNEXE

PROGRAMME CALUDEX POUR INDEXER LES DIAGRAMMES DE DIFFRACTION ÉLECTRONIQUE

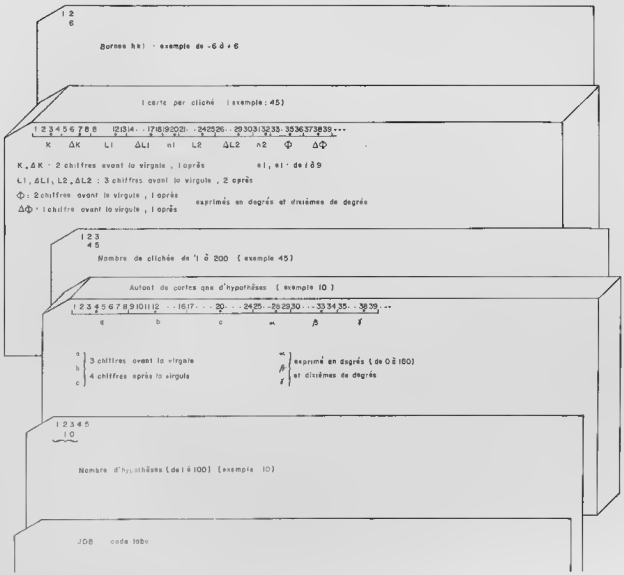
```
C      CALUDEX
C      CALCUL POUR INDEXATION CLICHES DIFFRACTION ELECTRONIQUE
C                DONNEES
C                    CARTE 1:NOMBRE D HYPOTHESES
C                    CARTE 2 A N:DONNEES POUR CHAQUE HYPOTHESE
C                                A,B,C:VALEUR DES PARAMETRES DU RESEAU DIRECT
C                                D,E,F:VALEUR DES ANGLES
C                    CARTE N+1:NOMBRE DE CLICHES
C                    CARTES SUIVANTES:VALEURS EXPERIMENTALES POUR CHAQUE CLICHE
C                                R1,R2,R3:NUMERO DE CLICHE, R4,R5,R6:NOM DU COMPOSE
C                                CT,K,DCT,DK:CONSTANTE DU MICROSCOPE ELECTRONIQUE,
C                                ERREUR SUR CETTE CONSTANTE
C                                L1,DL1,N1:LONGUEUR MESUREE SUR PREMIERE DIRECTION
C                                ERREUR,NOMBRE D INTERVALLES
C                                L2,DL2,N2:ID. POUR DEUXIEME DIRECTION
C                                PHIEXP,DPHIEXP:ANGLE ENTRE L1 ET L2,ERREUR
C                    DERNIERE CARTE:BORNES LKH ET LLL DES BOUCLES DES INDICES HKL
C                                ET HH,KK,LL
C                RESULTATS
C                    AA,BB,CC:PARAMETRES RECIPROQUES DES RESEAUX-HYPOTHESES
C                    HH,KK,LL:INDICES DES PLANS RECHERCHES
C                    D1,D2,D1EXPD,D2EXPD,D2EXPG,PHI,MEMES SYMBOLES QUE DANS
C                                LES EQUATIONS
C
      DIMENSION A(100),B(100),C(100),D(100),E(100),F(100)
      DIMENSION CT(100),DCT(100),L1(100),DL1(100),N1(100),L2(100),DL2(10
     1O),N2(100),PHIEXP(100),DPHIEXP(100)
      INTEGER R1(100),R2(100),R3(100),R4(100),R5(100),R6(100)
      REAL KH,KK,LL,N1,N2,L1,NN,L2
      D1(H,S,T)=(COS(R)*COS(S)-COS(T))/(SIN(R)*SIN(S))
      D(H,S,T,U,V,W,X,Y,Z)=(X*X*U*U)+(2.*Y*Z*V*W*D1(S,T,R))+(Y*Y*V*V)+(2
     1.*Z*X*W*U*D1(T,R,S))+(Z*Z*W*W)+(2.*X*Y*U*V*D1(R,S,T))
C
C     LECTURE ET ECRITURE DES DONNEES
C
      READ(5,100)NHYPB
      WRITE(6,1000)NHYPB
      WRITE(6,1111)
      DO 1 I=1,NHYPB
      READ(5,200)A(I),B(I),C(I),D(I),E(I),F(I),R4(I),R5(I),R6(I)
      WRITE(6,1001)I,A(I),B(I),C(I),D(I),E(I),F(I),R4(I),R5(I),R6(I)
      D(I)=D(I)*3.1416/180.
      E(I)=E(I)*3.1416/180.
      F(I)=F(I)*3.1416/180.
    1 CONTINUE
      READ(5,100)NBCLICH
      WRITE(6,2000)NBCLICH
      WRITE(6,2020)
      DO 2 I=1,NBCLICH
      READ(5,300)R1(I),R2(I),R3(I),CT(I),DCT(I),L1(I),DL1(I),N1(I),L2(I)
     1,DL2(I),N2(I),PHIEXP(I),DPHIEXP(I)
      WRITE(6,2001)R1(I),R2(I),R3(I),CT(I),DCT(I),L1(I),DL1(I),N1(I),L2(
```

Source : MNHN, Paris

```
      1I),JL2(I),N2(I),PHIEXP(I),DPHIEXP(I)
    C CONTINUE
      READ(5,400)LKH,LLL
      WRITE(6,401) LKH,LLL
C
C     CALCUL DES BORNES EXPERIMENTALES
C
      DO 4 J=1,NBCLICH
      WRITE(6,2222)
      WRITE(6,2001)R1(J),R2(J),R3(J),CT(J),DCT(J),L1(J),DL1(J),N1(J),L2(
     1J),DL2(J),N2(J),PHIEXP(J),DPHIEXP(J)
      PHIEXP(J)=PHIEXP(J)*3.1416/180.
      DPHIEXP(J)=DPHIEXP(J)*3.1416/180.
      D1EXPP=((CT(J)-DCT(J))*N1(J))/(L1(J)+DL1(J))
      D1EXPG=((CT(J)+DCT(J))*N1(J))/(L1(J)-DL1(J))
      D2EXPP=((CT(J)-DCT(J))*N2(J))/(L2(J)+DL2(J))
      D2EXPG=((CT(J)+DCT(J))*N2(J))/(L2(J)-DL2(J))
      DCMSP=COS(PHIEXP(J)+DPHIEXP(J))
      DCMSG=COS(PHIEXP(J)-DPHIEXP(J))
C
C     CALCUL THEORIQUE ET COMPARAISON
C
C
      DO 4 I=1,NBHYP
      SS=D(I)+E(I)+F(I))*0.5
      VV=2.*A(I)*B(I)*C(I)*SQRT(SIN(SS)*SIN(SS-D(I))*SIN(SS-E(I))*SIN(SS
     1 -F(I)))
      AA=B(I)*C(I)*SIN(D(I))/VV
      BB=C(I)*A(I)*SIN(E(I))/VV
      CC=A(I)*B(I)*SIN(F(I))/VV
      WRITE(6,1671)I
      WRITE(6,3333)
      WRITE(6,3000)D1EXPP,D1EXPG,D2EXPP,D2EXPG
      WRITE(6,4444)
C
C     INITIALISATION DES BOUCLES HKL ET HH KK LL
C
      M=2*LKH+1
      N=LLL+1
      NL=0
      NCC=0
      NS=0
C
C     CALCUL DE D1
C
      DO 5  MH=1,M
      H=MH-LKH-1
      DO 5  MK=1,M
      K=MK-LKH-1
      DO 5  ML=1,N
      L=ML-1
      NL=NL+1
      D1=1./SQRT((D(I)*E(I),F(I),AA  ,BB  ,CC  ,H,K,L))
      IF((D1-GT-.1EXPG).OR.(D1-LT-D1EXPP))GO TO 5
C
C     CALCUL DE D2
C
      DO 5  NH=1,M
      HH=NH-LKH-1
      DO 5  NK=1,M
      KK=NK-LKH-1
      DO 5  NL=1,N
      LL=NL-1
      NCC=NCC+1
      D2=1./SQRT((D(I),E(I),F(I),AA  ,BB  ,CC  ,HH,KK,LL))
```

Source : MNHN, Paris

```
118:          IF((D<GT*(2EXPG).AR.(D2*LT*)2EXPP))GO TO 5
119: C
120: C        CALCUL DE L'ANGLE
121: C
122:          CLOSS=(H*H+AA*AA)+(K*KK*BP*38)+(L*LL*CC*CC)+(((K*LL)+(L*KK))*BB*
123:         1CC*2)(E(I),F(I),G(I)))+(((L*HH)+(H*LL))*CC*AA*2)(F(I),D(I),E(I)))+
124:         2(((H*KK)+(K*HH))*AA*BB*2)(D(I),E(I),F(I)))
125:          CLOS=CCCOS/SQRT(D(I)*E(I)*F(I)*AA*BB*CC/H*K*L)*2D(I),E(I),F(I),
126:         1 AA,BB,CC,HH,KK,LL))
127:          IF((CLOS*GT*BCOSG).OR.(CLOS*LT*BCOSP))GO TO 5
128:          PHI=ARCOS(CLOS)
129:          PH)=PHI*180./3.1416
130:          NB=NB+1
```



Ordre et format des cartes de données

. . . / . . .

Source : MNHN, Paris

```
      WRITE(6,4000)D1,M,K,L,HH,KK,LL,D2,PHI
    5 CONTINUE
      WRITE(6,1872)NC
      WRITE(6,1873)NCC
      WRITE(6,1877)NS
    4 CONTINUE
      STOP 10
  100 FORMAT(13)
  200 FORMAT(3(F8.4),3(F6.2),3A4)
  300 FORMAT(3A4,2(F4.1),2(F5.1),F2.0,2(F5.1),F2.0,F4.1,F3.1)
 1000 FORMAT(1H1,'*NOMBRE D''HYPOTHESES *',I3//)
 1111 FORMAT(1X,'HYPOTHESES',10X,1HA,9X,1HB,9X,1HC,9X,'*ALPHA*',4X,'*BET
     1A*',5X,'*GAMMA*'//)
 1001 FORMAT(13X,I3,11X,F8.4,2X,F8.4,2X,F8.4,3(6X,F5.1),1DX,3A4//)
 1871 FORMAT('*NUMERO D''HYPOTHESE:',I3,'*'///)
 1872 FORMAT(//'*NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HKL=',I9,'*'/)
 1873 FORMAT(  '*NOMBRE DE PASSAGES EN BOUCLE HH KK LL=',I9,'*'/)
 1877 FORMAT('*NOMBRE DE SOLUTIONS=',I9,'*'/////)
 2000 FORMAT(/1X,'* NOMBRE DE CLICHES *',I3//)
 2220 FORMAT(' CLICHE ',10X,1HK,8X,2HDK,8X,2HL1,8X,3HDL1,7X,2HN1,8X,2
     1HL2,8X,3HDL2,7X,2HN2,25X,3HPHI, 7X,4HDPHI/)
 2222 FORMAT(1H1,' CLICHE',11X,1HK,8X,2HDK,8X,2HL1,8X,3HDL1,7X,2HN1,8X,2
     1HL2,8X,3HDL2,7X,2HN2,25X,3HPHI, 7X,4HDPHI/)
 2001 FORMAT(1X,3A4,4X,F4.1,6X,F4.1,5X,F5.1,4X,F5.1,8X,F2.0,6X,F5.1,4X,F
     1D.1,8X,F2.0,2(4X,F4.1, 7X,F3.1/)
  400 FORMAT(2I12)
  401 FORMAT(///1X'*BOUCLES N O K DE = A +' ,I2,'*',6X,'*BOUCLE L DE O A
     1',I2,'*')
 3333 FORMAT(8X,6HD1EXPP,14X,6HD1EXPG,37X,6HD2EXPP,14X,6HD2EXPG)
 3000 FORMAT(// 5X,F9.3,11X,F9.3,34X,F9.3,11X,F9.3///)
 4444 FORMAT(21X,2HD1,15X,1HH,4X,1HK,4X,1HL,8X,2HHH,3X,2HKK,3X,2HLL,14X,
     1 24HD2,30X,4HPHI)
 4000 FORMAT(// 16X,F9.3,11X,3(I3,2X),5X,3(I3,2X),     8X,F9.3,26X,F6.2)
      END
```

Distribué le 15 avril 1982

BIBLIOTHÈQUE MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Éditions du Muséum
Dépôt légal : 2e trimestre 1982

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

25 JUIN 1982

PUBLICATIONS DES LABORATOIRES DU MUSÉUM

En vente à l'adresse de chaque laboratoire

Adansonia. Laboratoire de Phanérogamie, 16, rue de Buffon, 75005 Paris.

Alexanor. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée, 45, rue de Buffon, 75005 Paris.

Annales de Paléontologie (Vertébrés et Invertébrés). Laboratoire de Paléontologie, 8, rue de Buffon, 75005 Paris.

Annales de la Société Entomologique de France. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Annuaire des Arachnologistes mondiaux. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes), 61, rue de Buffon, 75005 Paris.

Annuaire des Myriapodologistes mondiaux. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes).

Bulletin d'Écologie. Laboratoire d'Écologie générale, 4, avenue du Petit Château, 91800 Brunoy.

Bulletin de Liaison des Musées d'Histoire naturelle. Inspection générale des Musées d'Histoire naturelle de Province, Service national de Muséologie, 57, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Bulletin de la Société Entomologique de France. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Bulletin de la Société d'Ethnozoologie et d'Ethnobotanique. Laboratoire d'Etbnobotanique et d'Ethnozoologie, 43, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Cahiers des Naturalistes. Laboratoire de Zoologie (Vers), 61, rue de Buffon, 75005 Paris.

Cahiers de Paléontologie. Laboratoire de Paléontologie.

Cryptogamie (Mycologie, Algologie, Bryologie et Lichénologie). Laboratoire de Cryptogamie, 12, rue de Buffon, 75005 Paris.

Cybium. Laboratoire d'Icbtyologie générale et appliquée, 43, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Entomologiste (L'). Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Faune de l'Europe et du Bassin méditerranéen. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Faune de Madagascar. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Flore du Cambodge, du Laos et du Viet-Nam. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore du Cameroun. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore du Gabon. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore de Madagascar et des Comores. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore de la Nouvelle Calédonie et Dépendances. Laboratoire de Phanérogamie.

Index Seminum. Service des Cultures, 43, rue de Buffon, 75005 Paris.

Journal d'Agriculture traditionnelle et de Botanique appliquée. Laboratoire d'Ethnobotanique et d'Ethnozoologie.

Mammalia. Laboratoire de Zoologie (Mammifères et Oiseaux), 55, rue de Buffon, 75005 Paris.

Objets et Mondes. Laboratoire d'Ethnologie. Musée de l'Homme, Palais de Chaillot, place du Trocadéro, 75116 Paris.

Revue d'Écologie et Biologie du Sol. Laboratoire d'Écologie générale.

Revue française d'Entomologie. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Revue internationale Acarologia. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes).

Revue de Nématologie, Laboratoire de Zoologie (Vers).

Source : MNHN, Paris